



Л. П. Свириденко, А. П. Светов

**ВАЛААМСКИЙ СИЛЛ ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ  
И ГЕОДИНАМИКА КОТЛОВИНЫ  
ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА**







Л. П. Свириденко, А. П. Светов

**ВАЛААМСКИЙ СИЛЛ ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ  
И ГЕОДИНАМИКА КОТЛОВИНЫ  
ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА**





КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

*Л. П. Свириденко, А. П. Светов*

**БАЛААМСКИЙ СИЛЛ ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ  
И ГЕОДИНАМИКА КОТЛОВИНЫ  
ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА**

ПЕТРОЗАВОДСК  
2008

УДК 551.222:[552.322.91+552.322.1](282.247.212)  
С 24

*Свириденко Л. П., Светов А. П.* **Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладжского озера.** Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. 123 с.: ил. 49, табл. 21. Библиогр. 191 назв.

ISBN 9785-3274-0335-6

В данной монографии впервые так детально рассматриваются геология и петрология изверженных пород Валаамского силла вместе с геодинамикой южной краевой части Фенноскандинавского щита на протяжении от раннего протерозоя до современности. С позиции синергетики охарактеризовано соотношение мантийного базальтового и корового гранитного расплавов бимодального магматизма Валаамского силла. Доказывается, что Валаамский силл – это петрогенетическая модель в миниатюре габбро-анортозит-рапакивигранитного магматизма. Обоснована необходимость создания геодинамического полигона котловины Ладжского озера для обеспечения геоэкологической безопасности региона.

Книга предназначена для научных работников в области докембрийской геологии, геоморфологии, неотектоники, магматической петрологии, геотектоники, синергетики и всех, интересующихся геологическим временем.

Рецензент **А. И. Голубев**

ISBN 9785-3274-0335-6

© Л. П. Свириденко, 2008  
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2008  
© Карельский научный центр РАН, 2008



## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие .....	5
Глава 1. Физико-географический и геоморфологический очерки территории Юго-Западной Карелии .....	7
1.1. Общие сведения. История формирования рельефа .....	7
1.2. Палеогеографические обстановки в раннем протерозое .....	13
1.3. Палеогеография и палеотектоника позднего протерозоя .....	16
1.4. Эпохи рельефообразования в палеозой-мезозое .....	19
1.5. Позднекайнозойское оледенение и рельефообразование .....	23
1.6. «Живая тектоника» Северного Приладожья акватории Ладожского озера. Пашско-Ладожская горсто-грабеновая система .....	27
1.7. Ладожская неотектоническая радиально-кольцевая структура .....	29
1.8. Физико-географическое районирование. Рельефообразующие факторы и типы рельефа .....	31
Глава 2. Из истории геологических исследований Юго-Западной Карелии .....	35
2.1. Досвекокарельский кристаллический фундамент .....	35
2.2. История свекокарелид .....	36
2.3. История исследований рифейских (ботнийских) образований Карелии .....	38
2.4. Основные этапы изучения изверженных пород Валаамско-Салминской островной гряды и Валаамского архипелага .....	39
Глава 3. Методика изучения Валаамского силла .....	41
3.1. Основы методической базы (1785–1960 гг.) .....	41
3.2. Основы методики проведенных исследований .....	42
3.3. Новые нетрадиционные подходы к методике изучения проблемы магматической геологии и магматической геотектоники (постановка проблемы) .....	47
Глава 4. Геологическое строение и унифицированный разрез изверженных пород Валаамского силла .....	49
4.1. Тектоно-магматический каркас зоны южного сочленения Фенноскандинавского щита и Русской плиты Восточно-Европейской платформы. Общие сведения о силле, его внутреннем строении и общей структуре .....	49
4.2. Первичная ортомагматическая отдельность (типы и системы). Столбчато-призматическая, блоковая (параллелепипедальная), плитчатая отдельность .....	51
4.3. Пологоволнистая, линейная и линейно-купольная отдельность. Пластово-купольные и купольные морфоструктуры .....	54
4.4. Гранофировые жилы и лополиты .....	57



4.5. Гранофировые трубки и поля газовых «фонтанчиков» .....	60
4.6. Термогравитационные купольные структуры монцонитов-сиенитов (о. Валаам, о. Хейнясенмаа, о. Мюкериккю, о. Сокат (Бруок), о. Палинсаари) .....	62
4.7. Питающая корневая мантийная система магмопроводящих зон габбро-долеритов силла (система корово-мантийной перколяции как критерий локализации очаговых диапировых структур) .....	65
Глава 5. Главные этапы тектонического развития котловины Ладожского озера и современное строение его дна .....	69
5.1. Байкальский этап тектоно-магматической активизации (1800–650 млн лет) .....	69
5.2. Вендский этап тектоно-магматической активизации (650–560 млн лет) .....	71
5.3. Каледонский этап тектоно-магматической активизации (560–395 млн лет) .....	71
5.4. Герцинский этап тектоно-магматической активизации (395–230 млн лет) .....	72
5.5. Киммерийский и альпийский этапы тектоно-магматической активизации (130–100 млн лет и 100–2 млн лет) .....	73
5.6. Кайнозойский и голоценовый (современный) этапы новых и новейших тектонических движений на Валаамском архипелаге .....	74
5.7. Геодинамика краевой радиальной флексуры Полканова .....	79
5.8. Валаамский геодинамический полигон котловины Ладожского озера в Карелии (геологическое обоснование) .....	81
Глава 6. Петрографический очерк изверженных пород Валаамского силла .....	84
6.1. Географическое распространение главных типов габбро-долеритов силла и их состав .....	84
6.2. Главные типы монцонитов – кварцевых сиенитов и их состав .....	87
6.3. Гранит-порфиры и гранофиры жильных и трубчатых тел .....	99
6.4. Гидротермальные жильные образования .....	106
Глава 7. Магматические серии изверженных пород Валаамского силла. Петрогенетическая характеристика .....	107
7.1. Существующие модели петрогенезиса изверженных пород силла .....	107
7.2. Проблема исходного расплава габбро-долеритов силла .....	107
7.3. Энергетика физико-химических процессов камерной кристаллизации габбро-долеритов Валаамского силла .....	110
7.4. Проблема смещения базальтовой и гранитной магм в ходе формирования силла .....	112
7.5. Синергетический подход в решении проблемы бимодальности изверженных пород Валаамского силла .....	113
Заключение .....	116
Литература .....	118



*Священной земле острова  
Валаам — источнику нашего  
глубокого интереса посвящают  
свой труд авторы*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Валаамский архипелаг и Ладожское озеро воспринимаются в их природном единстве. Порознь они едва ли чем-нибудь отличались бы от других великих озер или территорий, занятых кристаллическими горными породами. Их неповторимая красота примечательна сочетанием огромных масс воды, находящихся в неустанном движении, земной тверди, составляющей гирлянды островной гряды, и глубокого северного неба над ними в неярких Рериховских тонах. В судьбе России Валаам имел значение одного из центров православной культуры и подвижничества. До сих пор тайны и легенды окутывают эту Землю обетованную, начиная с истории ее заселения и освоения. Слово Валаамских монахов дошло и до Аляски — удаленных уголков бывшей Российской империи. В значении слова Валаам заключено, по-видимому, не случайно то главное занятие первых поселенцев, добывавших и плавивших железо (Vålamo — финское название, означающее место, где плавают, лютуют металл), с древнеславянским библейским легендарным пророком Валаамом.

С точки зрения геологии, Валаамский силл чрезвычайно прост, поскольку сложен преимущественно габбро-долеритами с жильными и инъекционными телами гранитов и имеет пластовую форму. Но он расположен в краевой части Фенноскандинавского щита на границе с Русской плитой и находится в зоне действия краевой флексуры Полканова. Ранний этап проведенного нами исследования (1992—1995 гг.) позволил установить, что силл не испытывал воздействия регионального метаморфизма, поскольку здесь широко развит глинистый минерал селадонит (Свириденко и др., 1995). Он многократно подвергался тектоническому воздействию (трещиноватость, милонитизация, сдвиговая тектоника) и отражает сложную геодинамику краевой части Фенноскандинавского щита. В продольном разрезе Валаамско-Салминской островной гряды, протягивающейся от берега до берега в широтном направлении на 120 км, наблюдается тектоническая блокировка дна Ладожского озера и прилегающей территории с формированием горсто-грабеновой системы.

Несмотря на кажущуюся простоту геологического строения Валаамского силла процессы его становления протекали довольно сложно. Чтобы понять сущность этих процессов и определить условия, при которых осуществлялась взаимосвязь базальтового и гранитного расплавов, потребовался синергетический подход, при котором главным содержанием исследований является не тип структур, а механизм их формирования, исчезновение и превращение, т. е. форма движений. Валаамский силл — проявление открытой неравновесной системы и новые методические приемы (глава 3) позволили получить надежный алгоритм петрогенетической модели. Для решения поставленных задач наряду с ледниковой статистикой проведены статистические обсчеты первичной отдельности, наложенной трещиноватости, гранитных жил, гранофировых трубок. Проведено 4087 замеров залегания гранитных жил и 1135 гранитных столбиков, 3974 трещин отдельности и 525 — наложенной трещиноватости. По азимутам простирания контракционных трещин отдельности и наложенной трещиноватости, а также гранитных жил с помощью компьютерной программы (Белашев Б. З. язык ТурбоБейсик) получены их распределения по углам в диапазонах 0—90°, 270—359°, графически представленные в виде полярных гистограмм.

Все работы, в том числе и разработка методики, проведены совместно с А. П. Световым в 1992, 1993, 1996, 1997 и 2000 гг. Публикация результатов наших совместных исследований стала возможной лишь после завершения плановой темы в конце 2005 г., уже после кончины А. П. Светова (1936—2003 гг.). Проведенные исследования и корреляция с бимодальным габбро-анортозит-рапакивигранитным магматизмом, образующим крупные плутоны сложного строения вдоль флексуры Полканова,



позволили прийти к заключению, что Валаамский силл – есть модель в миниатюре петрогенезиса серий пород габбро-анортозит-рапакивигранитов. Следовательно, Валаам можно рассматривать как один из значимых брэндов Карелии. Его природная и историческая уникальность сочетаются с уникальностью геологической. Валаам – научно-познавательный синергетический полигон. Он обязательно (наверное) станет уникальным природным объектом для научного туризма.

Длительное время изучения Валаамского силла связано с трудной его доступностью. Статистический уровень проведенных работ стал возможен благодаря тому, что Карельский научный центр имел научно-исследовательские суда. Мы чрезвычайно благодарны капитанам судов «Посейдон» и «Эколог» – А. А. Мокееву и С. В. Трошкину вместе с коллективами их команд за помощь в проведении исследований, нередко проходивших в неблагоприятных погодных условиях.

И. Н. Демидов по разделам геоморфологии и неотектоники сделал ряд ценных замечаний. Ю. А. Савватеев дал дельные советы и рекомендации по языку и стилю изложения. Результаты микрозондового анализа минералов на сканирующем электронном микроскопе Vega Tescan получены с помощью А. Н. Сафронова. Силикатные анализы пород и минералов выполнили аналитики: В. А. Кукина, Н. В. Питкя, А. И. Полищук, Г. К. Пунка, В. Л. Утицына. Важную роль при подготовке работы к изданию сыграли картографы оформительского отдела О. О. Соколан и О. Л. Кожевникова. Большая помощь оказана старшим лаборантом-исследователем Геоинформационного центра Л. В. Титовой и техником-геофизиком I категории лаборатории геофизики В. И. Коршуновой. Все они заслуживают искренней признательности и благодарности.



## ГЛАВА 1

### ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРКИ ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ

#### 1.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ. ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

Реконструкции (физико-географических обстановок) земных ландшафтов в минувшие, особенно ранние эпохи находятся еще на начальной стадии. Пока они базируются преимущественно на изучении аккумулятивных и созидательных геологических процессов, таких как осадконакопление, вулкано-плутонизм, геотектоника, но не на деструктивных. Нельзя не признать, что рельеф Карелии — это область древних пенепленов, деструктивно усложненных. Он очень контрастен — деструктивно-аккумулятивный. Поэтому формы рельефа, характерные ландшафты остаются вне систематического изучения.

Морфоструктуры Юго-Западной Карелии в целом вписываются в историю геологического развития. Однако до сих пор совершенно не изученным остается мезозой-кайнозойский этап. Не оценены соотношения блоковой и волновой тектоники счита как жесткой литосферной плиты. Не всегда учитывается совпадение с «экватором» Ладожского озера линии знакопеременных движений — поднятия на севере и погружения на юге. Совершенно очевидна взаимосвязь формирования современных ландшафтов Приладожья с активностью неотектонических движений.

Принцип геолого-геоморфологической конформности считается общепризнанным. Но сущность его все же остается теоретически слабообоснованной. Главная трудность заключается в оценке масштабности проявлений и ранговости взаимосвязанных элементов. Нельзя сравнивать разномасштабные явления. Формы рельефа — прежде всего результат геолого-геоморфологической конформности. Мелкие явления помогут раскрыть суть крупных, для которых нет приемлемой модели образования. Например, купольные ультраметаморфические структуры Северного Приладожья не только не картируются, но и отвергаются. Здесь в зоне ультраметаморфизма ладожско-сортавальской серий наблюдается обилие куполообразных, пока еще непознанных структур.

Не исключено, что принцип геолого-геоморфологической конформности применим в отношении исследований также таких объектов как:

1) Морфология уступов, обрывов, скалистых гряд, платообразных поверхностей с элементами разломной и глыбовой тектоники. Это важнейший элемент при анализе складчатых структур;

2) Литологический состав пород и формы рельефа. Данный вариант интерпретации почти не разработан и для докембрия пока носит самый общий характер;

3) Наложение разломной тектоники на пликативные структуры, степень морфоструктурного соответствия;

4) Степень узнаваемости линейных структурных элементов, зависимость эрозионного расчленения от эффективности их идентификации;

5) Вулканические морфоструктуры и морфоскульптуры.

Главные черты ландшафта Юго-Западной Карелии обусловлены прежде всего геологическим строением ее территории, сложенной кристаллическими горными породами ранних этапов формирования земной коры. Поскольку Юго-Западная Карелия, включающая котловину Ладожского озера и



Северное Приладожье, представляет южную краевую часть Фенноскандинавского щита (ФСЩ) и границу его сочленения с Русской плитой (рис. 1), то решающее значение здесь имели интенсивные знакопеременные вертикальные неотектонические движения.

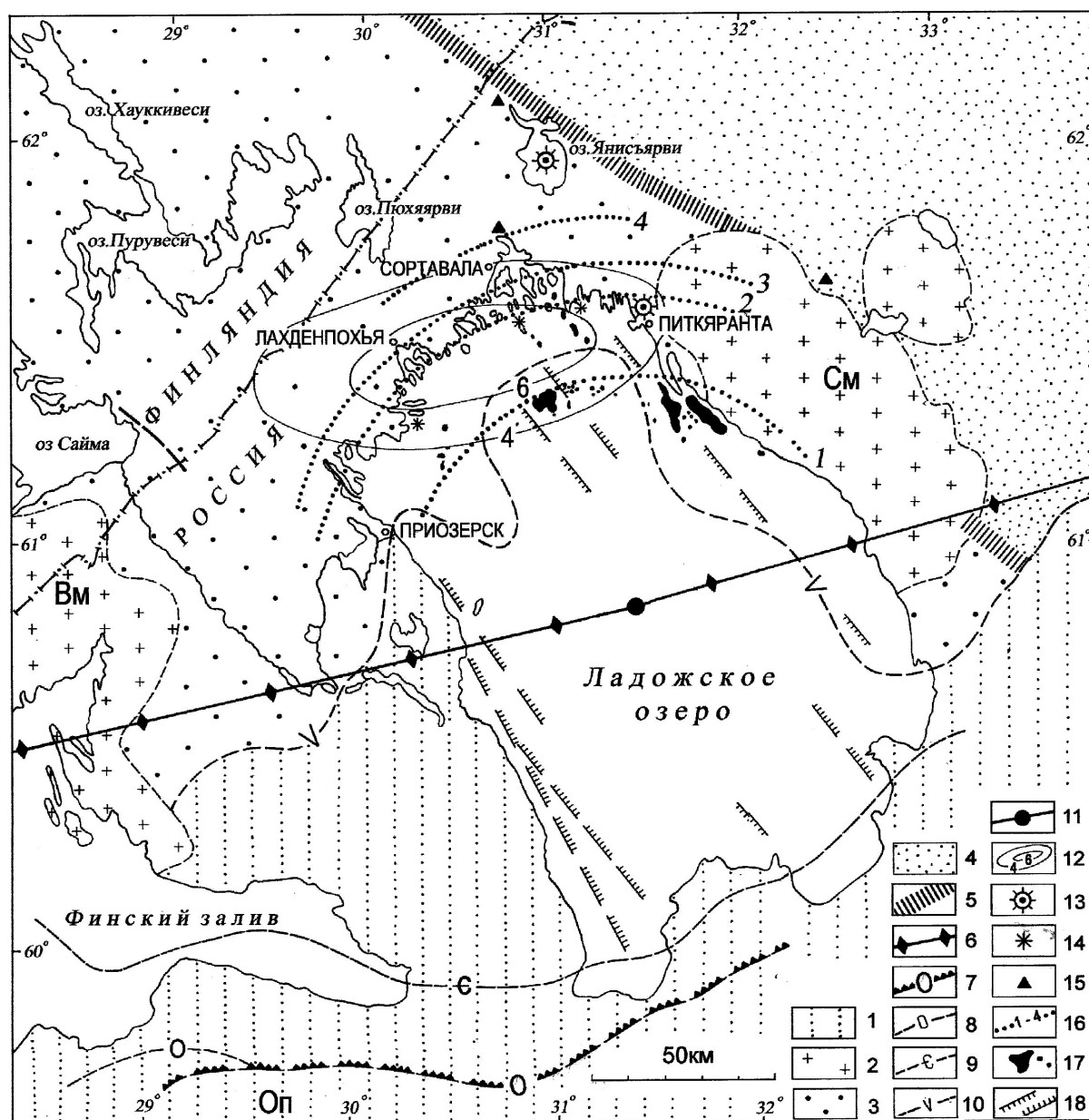


Рис. 1. Физико-географическое районирование Юго-Западной Карелии с элементами тектонического каркаса:

1 – венд-палеозойский чехол ФСЩ; 2 – граниты рапакиви и сопутствующие им породы (СМ – Салминский массив, ВМ – Выборгский массив); 3 – супракrustальные породы свежикарельского чехла; 4 – супракrustальные породы досвежикарельского лопийского фундамента; 5 – шовная зона сочленения Карельского и Свежифеннского геоблоков в суперструктуре щита; 6 – осевая линия краевой флексуры Фенноскандинавского щита; 7 – уступ (глинт) ордовикского плато (ОП); 8 – граница ордовикских отложений; 9 – граница кембрийских отложений; 10 – граница вендского чехла песчаников, аргиллитов, алевролитов; 11 – местоположение географического центра Ладожского озера; 12 – область аномального воздымания Северного Приладожья (изогипсы 4 и 6 мм/год); Вулканические центры: 13 – рифейские; 14 – калевийские; 15 – людиковийские; 16 – осевые линии уступов вдоль дуг кольцевой структуры (1 – Валаамская, 2 – южных шхер, 3 – ближних заливов, 4 – дальних заливов, фиордов); 17 – габбро-долериты Валаамской пластовой интрузии; 18 – разломы бортовых ограничений горсто-грабенной системы Ладожского озера

Для Северного Приладожья характерна ярко выраженная воздымающаяся к северу ступенчатость рельефа с четкими уступами южной экспозиции (рис. 1). При этом гипсометрические отметки главных высотных ступеней не зависят от литологического состава пород, что свидетельствует о молодости рельефа.



Уровни плато: расчлененное верхнее плато (110 м и выше); пологое нижнее плато с реликтами останцов (105–85 м); средний уровень Приозерской низменности (50 м); уровень Ладожского озера (0,5 м).

Территория Юго-Западной Карелии делится на 3 физико-географические зоны: северную, ограниченную с юга оз. Янисъярви; центральную – Ладожское озеро и южную, включающую южный берег Ладожского озера и зону сочленения с Русской плитой.

В состав северной зоны входит тектоническая зона сочленения Карельского и Свекофеннского геоблоков. В районе Вяртсиля – Райконкоски она отчетливо проявлена линейными грядами, спрямленными щелевыми долинами и коленообразными изгибами рек, системой ортогонального распределения притоков, выровненными долинами с широтным профилем, ступенеобразно опущенных к оз. Малое Янисъярви, сказывается молодой (современный) характер рельефа. В раннесвекокарельское время краевая часть Карельского геоблока представляла собой антиклизу с примыкающим с юга флексурным прогибом. Максимальные горные отметки – 200–180 м.

Наиболее крупные гранито-гнейсовые купола архейского фундамента – Коккосельский и Кирьявалахтинский (рис. 2) – характеризуют раннепротерозойские морфоструктуры. Коккосельский купол представляет сводообразное плато, полого возвышающееся к северу (с выс. 90 м на юге до 120–130 м на севере), т. е. северная его часть поднимается над равниной на 20–30 м. Кирьявалахтинский купол – это плато. Наибольшей высоты (г. Куоккасенваара 161,4 м) купол достигает в центре его, к северу от оз. Ристиярви. Горный кряж от поселка Харлу к с.-з. до оз. Рюттю сложен людиковийскими платобазальтами сортавальской серии. Гора Петсеваара (187,6 м) поднимается на максимальную высоту в пределах Северного Приладожья.

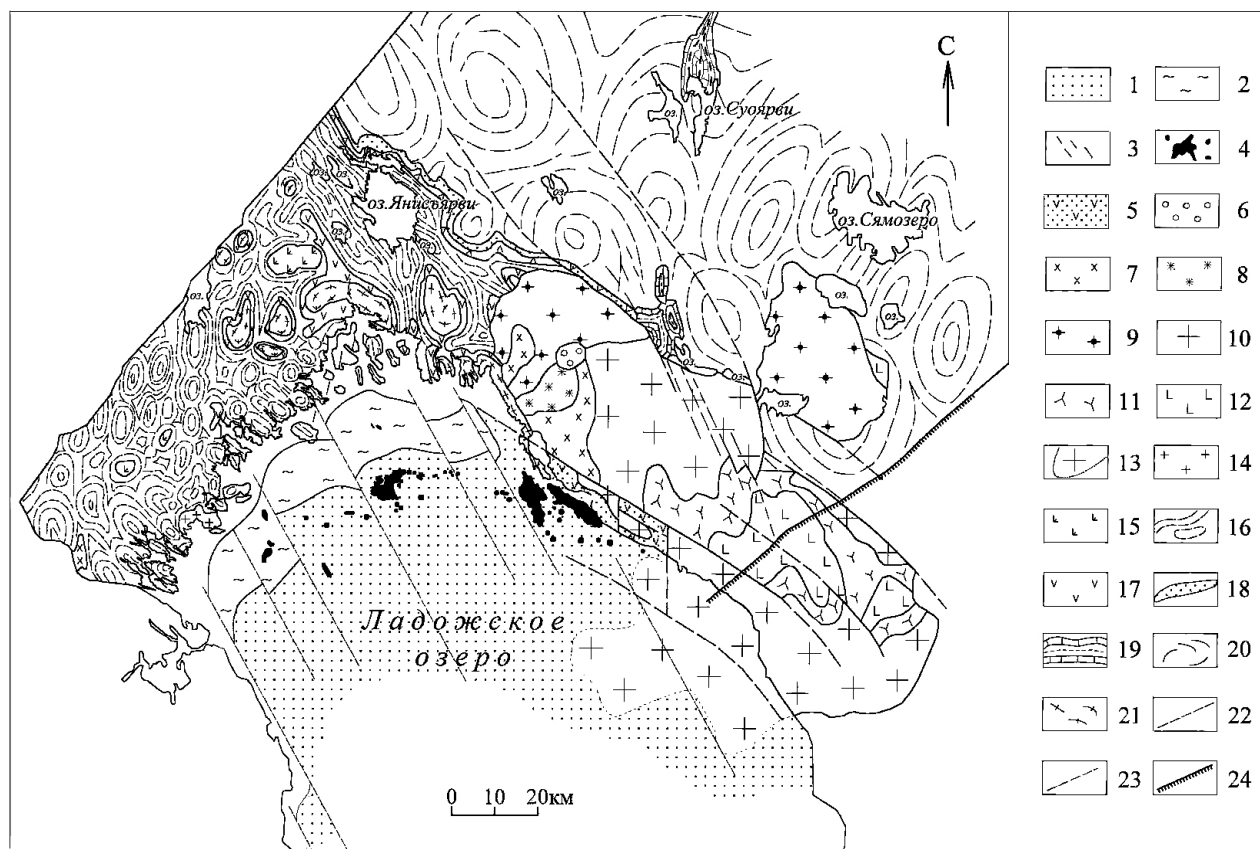


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Юго-Западной Карелии и дна Ладожского озера:

1 – донные осадки Ладожского озера; 2 – вендский осадочно-вулканогенный комплекс; 3 – дайки габбро-долеритов, гиабазальтов (сортавалитов); 4 – габбро-долериты и сопутствующие монцитониты, сиениты, субщелочные лейкограниты Валаамского силла; 5 – салминская свита красноцветных песчаников и амфиболитизированных платобазальтов.

Разновидности пород Салминского габбро-анортозит-рапакивигранитного массива: 6 – крупноовоидный порфировидный гранит с мелкозернистой основной массой; 7 – неравномернозернистый, участками порфировидный гранит; 8 – питерлит; 9 – равномернозернистый биотитовый гранит; 10 – выборгит; 11 – габбро-нориты; 12 – габбро-анортозиты; 13 – предполагаемое распространение пород Салминского массива в акватории Ладожского озера; 14 – позднесвекокарельские граниты массива Терву; 15 – габбро, габбро-диорит; 16 – породы ладожской серии; 17 – платобазальты сортавальской серии; 18 – нерасчлененные ятулийские и людиковийские осадочные породы; 19 – Туломозерская ятулийско-людиковийская структура; 20 – гранитизированные породы позднеархейского вулканогенно-осадочного чехла; 21 – архейские тоналито-гнейсы и плагиогранито-гнейсы ядер купольных структур; 22 – разломы; 23 – разломы Валаамско-Салминской островной гряды; 24 – граница палеозойского чехла



Над габброидным массивом Кааламо рельеф всхолмленный. Массив Велимяки возвышается над всхолмленной равниной на 20–25 м и немного прогнут в центральной части. Севернее расположена возвышенность с отметкой 89,9 м. Габбро-норитовая интрузия Пялкъярви (г. Лахденпохья) выражена в рельефе кряжем, несколько возвышающимся (20–30 м) над всхолмленной равниной. Его пластовая форма слабо отпрепарирована. Строение гранодиорит-гранитовой интрузии Терву имеет ярко выраженный блоково-глыбовый характер, уровень плато 50 м. Северо-восточная часть его слабо приподнята до г. Суримяки, высота которой составляет 85,9 м.

Весьма характерной структурой зон площадной гранитизации является купольная. В современном рельефе она отчетливо проявляется радиально-концентрическим расположением речной сети. Размеры единичных куполов составляют первые километры в диаметре. Главный ареал их распространения — юго-западное Приладожье (Лахденпохья — Куркийоки).

Позднепротерозойские морфоструктуры Северного Приладожья выражены интрузивными образованиями габбро-анортозит-рапакивигранитной ассоциации Салминского плутона. Продолжительность габбро-анортозит-рапакивигранитного вулканоплутонизма Салминского плутона оценивается примерно в 17 млн лет (1546,7 млн лет — 1530 млн лет, Larin et al., 1996).

Салминский плутон, по данным глубинного строения (Анортозит-рапакивигранитная..., 1978), включает 3 блока: северный, центральный и южный. Граница северного и центрального блоков имеет северо-восточное простирание, которое параллельно простиранию краевой радиальной флексуры. Судя по ориентировке, трахитоидности равномернозернистых биотитовых гранитов, слагающих северный блок, внедрение гранитной магмы происходило одновременно с опусканием северного блока (Свириденко, 1968). Центральный блок сложен гранитами рапакиви I фазы, и южный блок, наиболее приподнятый, включает габбро-анортозиты и кварцевые монцониты. Строение Салминского плутона повлияло на общие геоморфологические особенности денудационного рельефа Северо-Восточного Приладожья. Южный блок в современном рельефе представляет наклонную в юго-западном направлении денудационную равнину с высотными отметками 80–60 м. Крутые северо-восточные склоны позднепротерозойской морфоструктуры Салминского плутона обусловлены вертикальным характером северо-восточного интрузивного контакта плутона. Покатая в юго-западном направлении пологая равнина центрального блока согласуется с пологой наклоненной в том же направлении пластинообразной формой интрузии выборгитов I фазы внедрения. В целом позднепротерозойская морфоструктура Салминского плутона представляет собой денудационную равнину с отметками поверхности 120–60 м, наклоненную в ЮЗ направлении. Таким образом, наблюдается перекося Салминской денудационной равнины.

Ладожское озеро — крупнейшее озеро Европы. Площадь его водной поверхности составляет 17882 км<sup>2</sup>, средняя глубина 46,9 м. Длина береговой линии ~ 1570 км. Число островов более 660. Площадь каждого более 1 га. Объем Ладожского озера — 837,5 км<sup>3</sup>. Время водообмена составляет 11 лет (Науменко, 1995). Ладожское озеро является одним из важнейших источников водоснабжения Петербурга и прилегающих территорий, в том числе Карелии. В Ладогу впадает около 70 рек (90% вод несут Свирь, Вуокса и Волхов). Вытекает только Нева, длина которой около 70 км.

Глубина озера в его северной части превышает 200 м, тогда как в южной доходит лишь до 50 м. Озерное побережье в северной части выделяется с высокими шхерами, обрывистыми берегами, уступообразными отвесными склонами коренного берега. Воздымание северного края обусловило выход кристаллических пород на дневную поверхность, глубокие врезы речных долин и разрушение рыхлых ледниковых отложений. Самые крупные в шхерной части озера острова — Риекколаансаари, Тулолансаари и Путсаари, а на востоке — Луккулаансаари и Мантсинсаари. Все они ориентированы не на северо-запад (в соответствии с направлением ледниковой лопасти), а радиально. Острова и мысы треугольной формы острыми вершинами обращены к центру озера — отражение радиально-концентрической структуры Ладожской котловины.

Для северной части Ладожского озера характерна сильно изрезанная береговая линия с длинными заливами и с широкой полосой островов, отмелей, скальных выступов. Долины и шхеры образовались в ходе речной эрозии, а затем дорабатывались ледниковой эрозией. Шхеры Приладожья — это следы сводовых вертикальных движений. Часто они перпендикулярны главным простираниям пород и представляют собой поперечные долины и фиорды. В большинстве случаев по ним нет значительных смещений. Во фиордах известны трещины, которые моложе последнего оледенения.

В северной части Ладожского озера находится Валаамско-Салминская островная гряда (рис. 3). На западе она включает острова Хейнясенмаа, в центре Валаамский архипелаг, а на востоке — острова Мантсинсаари, Лункулаансаари и прилегающие к ним мелкие острова в районе п. Салми. Крайний восточный участок гряды образует небольшие скалистые острова Парго, Вихкамо и другие вблизи прибрежной части озера. Гряда имеет форму дуги радиусом 76 км выпуклой к северу, центр которой совпадает с географическим центром Ладожского озера (рис. 1). Высоты островов (от уровня пологих надводных скал)

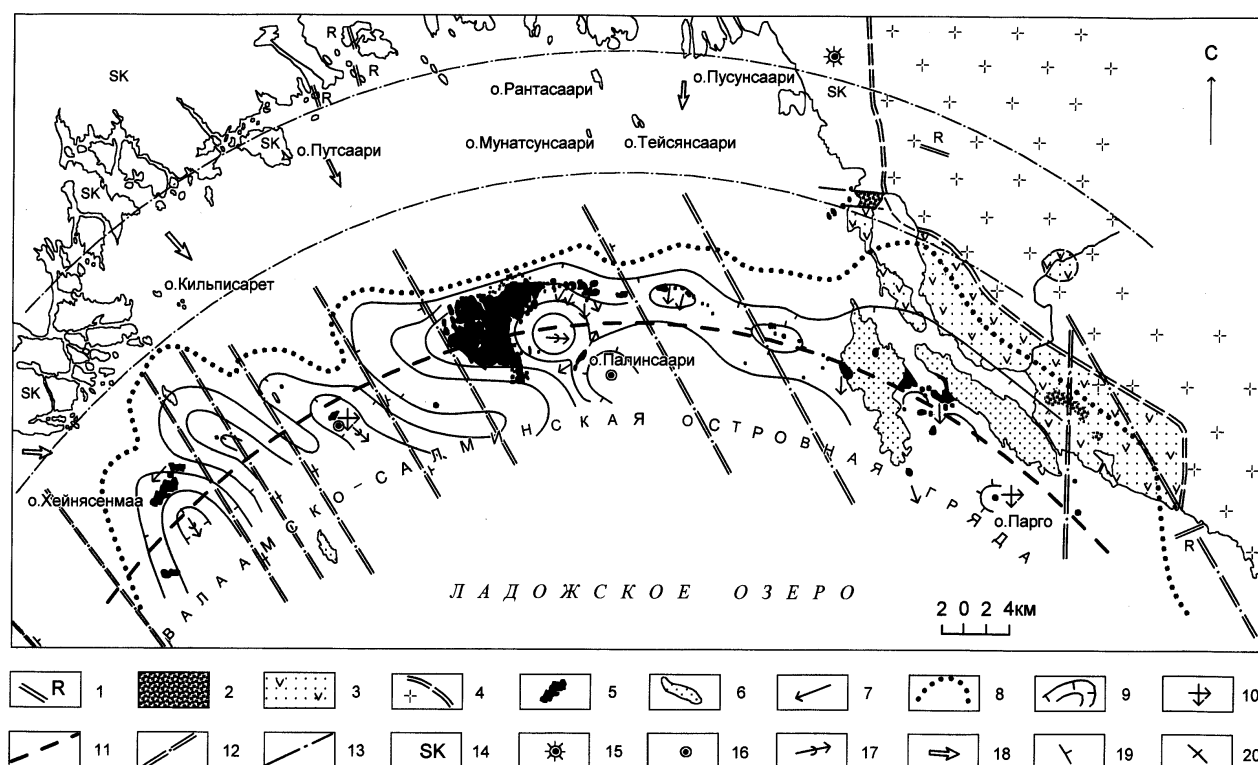


Рис. 3. Структурное размещение Валаамско-Салминской островной гряды в северной части Ладожского озера:

1 — дайки среднерифейских долеритов; 2 — выходы красноцветных песчаников салминской свиты; 3 — базальтовые высокожелезистые лавы салминской свиты; 4 — западная граница Салминского массива гранитов рапакиви; 5 — изверженные породы Валаамского силла на дневной поверхности; 6 — площади предполагаемого распространения габбро-долеритов Валаамского силла; 7 — трахитоидность; 8 — предполагаемые границы нижнего контакта силла с породами салминской свиты; 9 — общая складчатая структура силла; 10 — горизонтальное залегание пород; 11 — ось Валаамско-Салминской островной гряды; 12 — система разломов Ладожской горсто-грабенной системы; 13 — элементы кольцевой структуры Ладожской неотектонической депрессии; 14 — области метаморфических образований свекокарелид; 15 — Хопунваарский нект габбро-долеритов; 16 — питающий канал силла; 17 — оси погружения складчатых структур; 18 — направления раскрытия зияющих трещин в прибрежной части озера; 19 — наклонное залегание пород и разломов; 20 — вертикальное падение разломов

на востоке постепенно возрастают до о. Валаам, где их высота достигает 60 м, а затем вновь снижается в западном направлении. Длина островной дуги достигает 120, а ширина — 30 км. Все острова данной островной гряды роднит общее образование и единство геологической основы — кристаллического основания. Это части огромного (16 тыс. км<sup>2</sup>), мощностью до 200 м пластового интрузивного тела (Валаамского силла), тектонически раздробленного на разновеликие блоки. Общими особенностями систем трещиноватости и блочно-стью габбро-долеритов и определяется тип береговой линии и морфология береговых скальных уступов. Главное значение для рельефообразования имели пластовая и столбчато-призматическая отдельности габбро-долеритов. Пластовая отдельность фиксирует общий наклон плато островов, независимо от их величины, и по падению способствует формированию полого погружающегося бенча. Уступы с северо-западной — северной стороны формируют скалистый берег и его высоту. Столбчато-призматическая отдельность, обычно с размерами 1,0х1,5 м, эффективно разбивает массивные породы на выдержанные колоннады (рис. 4), которые оказываются неустойчивыми и легко разрушаются, особенно если они наклонены в сторону озера. Морозобойные трещины разваливают скальный уступ и формируют развалы блоков у его подножия. Частично они гравитационно-обвальные, частично сейсмодислокационные.

Первичная пластовая субгоризонтальная форма залегания силла определила ступенчатообразную уплощенную структуру островной гряды. Морфология островной гряды отчетливо вписывается в современную тектоническую структуру котловины Ладожского озера. Геоморфология Валаама еще как следует не изучена, но наши наблюдения позволяют найти сходство в характере денудационного рельефа Валаамского силла габбро-долеритов с соответствующим денудационным рельефом Салминского массива габбро-анортозитов и гранитов рапакиви. Видимо, данное сходство обусловлено, прежде всего, условиями их геологического залегания. Они представляют собой крупные полого залегающие пластовые интрузивные тела.





Рис. 4. Разрушающиеся колоннады столбчато-призматической отдельности Валаамского силла

Остров Валаам и прилегающие к нему острова образуют Валаамский архипелаг. По современным картографическим данным архипелаг объединяет около 90 островов. Прибрежная отмель, достигающая на юго-востоке 100 м, объединяет архипелаг в единое целое. Островная группа о. Валаам имеет форму равностороннего треугольника с острой вершиной, направленной примерно на 150°. От основания треугольника с северо-запада в остров врезается глубокий прямолинейный залив Монастырской бухты с отвесными скалами береговых уступов. Юго-восточную вершину треугольника образуют скалистые Емельяновы острова. Юго-восточные берега очень пологие, и скалистые поверхности постепенно погружаются к юго-востоку так, что практически образуют пологоволнистую скальную поверхность, лишь местами присыпанную озерными песчаными пляжами, придавая ей вид своеобразно притопленного скалистого плато.

Северо-западный берег, напротив, более крут, скалист и обрывист. Уступы здесь чередуются с глубокими бухтами, заливами, часть из которых является судоходной. На северо-западе Валаама расположены наиболее возвышенные уступы: Исон-Скиттенмяки (высота 52,0 м), Феодоровскинмяки (42,0 м) и Палинмяки (40,0 м). Самой пониженной является центральная и осевая часть острова. Здесь имеются котловины небольших лес-

ных озер и много заболоченных участков. Разница с высотами окружения достигает 30–35 м. Морфоструктура острова отражает детали и общие особенности геологического строения острова. Четвертичные отложения маломощные. Общность геологического строения островов, принадлежащих к единому субгоризонтальному телу (силлу) габбро-долеритов, объясняет их общее сходство, а также морфологию берегов и степень возвышения над уровнем озера.

Валаам прогибается к центру. По его краям ближе к береговым уступам расположены все наиболее возвышенные части острова с их платообразными вершинами. Нередко склоны террасовидны. Наибольшая разность амплитуд отмечена в Монастырской бухте. Окаймляющее подводное плато острова имеет отметки 50–70 м. Лишь с юго-запада и запада остров отделяется от наиболее глубоководного трога нешироким уступом плато с глубинами 150–170 м.

Наибольшие глубины Ладожского озера (221 м) приурочены к узкой 6–7 км депрессии северо-западного простиранья, расположенной к западу от о. Валаам. Платообразная выровненная поверхность острова имеет небольшой наклон с северо-запада на юго-восток с высоты 50 м до 10–15 м и до 0 м.

Кроме котловины Ладожского озера и Северо-Ладожского шхерного побережья, в центральной зоне рассматриваемого региона выделяются Олонецкая возвышенность, Восточно-Ладожская озерно-ледниковая равнина, Западно-Ладожская всхолмленная равнина. Олонецкая платообразная возвышенность сложена йотнийскими песчаниками, перекрытыми комплексом ледниковых и водно-ледниковых осадков лужской стадии оледенения. Абсолютные отметки поверхностей ее

вершин достигают  $> 300$  м, а относительные превышения составляют 100–160 м. К ней приурочен верхний ярус рельефа. Восточно-Ладожская озерно-ледниковая равнина сформировалась в поздне-последледниковое время и относится к числу наиболее крупных равнин. Для Западно-Ладожской равнины типичны валунные гряды, вытянутые параллельно берегу Ладожского озера. Это конечно-маренные образования, оставленные при убывании Валдайского оледенения Ладожским ледниковым языком.

Вдоль южного берега Ладожского озера располагается озерная сильно заболоченная равнина с абсолютными отметками от 4 до 15–16 м, сформированная во время ладожской трансгрессии суббореального возраста. Она сложена песками и глинами ладожской трансгрессии, а вдоль берега наблюдается узкая полоса грубых песков, галечно-песчаных отложений, образующих береговые валы. Они параллельны современному берегу, иногда с дюнами. Здесь появляются террасы с дюнами на высотах 6–9, 11–12 и 15 м. С юга равнина ограничена глинтом (уступом), выработанным в песчано-глинистых отложениях нижнего кембрия, карбонатных отложениях ордовика и протягивающимся в субширотном направлении вдоль Финского залива и Ладожского озера (рис. 1).

Балтийский глинт – это естественная граница между впадиной Финского залива и Ордовикским плато. Местами он выражен двумя и даже тремя уступами. На многих участках он покрыт четвертичными отложениями. Глинт имеет глинтовые бухты и мысы. Бухты – это долины древних погребенных рек, сильно обработанные ледником. Ордовикское плато, простирающееся в южном и юго-восточном направлении от Чудского озера до верховьев реки Сясь, сложено карбонатными породами ордовика, которые создают его пологую поверхность. В юго-восточном направлении карбонатные породы ордовика сменяются терригенными породами песчано-глинистой толщи среднего и верхнего девона, в которой известняки и мергели имеют подчиненное значение (Баканова и др., 1969, рис. 1). Во время длительного континентального субаэрального режима, предшествующего эпохе оледенений, литология данных пород вместе со структурным планом кристаллического основания обусловили формирование Ордовикского плато, являющегося главной морфоструктурой южной зоны.

## 1.2. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ

В раннесвекокарельское время (после длительного периода предятулийского континентального выветривания и пенепленизации) формировались мелководные седиментационные бассейны и крупные полигенные платовулканы с окружающими их обширными лавово-вулканокластическими полями (Светов и др., 1990). Деструкция позднеархейского континента на рубеже 2400 млн лет стала началом расчленения Восточно-Европейской платформы на щиты и плиты. На территории Фенноскандии важнейшими являются системы линейно-кольцевых разломов краевой радиальной флексуры Полканова и перпендикулярные к ней субмеридиональные и северо-западные разломы (рис. 5). Системы их и определяли дальнейшее формирование глубинной структуры щита. Преимущественно мантийный свекокарельский вулканизм сопровождался осадконакоплением в мелководных седиментационных бассейнах (Печенгско-Варзугском, Северо-Карельском, Южно-Карельском, Центральном-Шведском и Южно-Шведском).

Подавляющая часть территории пра-Фенноскандии находилась в режиме колебательных движений, испытывая периоды усиления погружений, с появлением глубоких трансгрессий и поднятий, с частичным или полным осушением мелководных морских бассейнов. На территории Северного Приладожья в раннем ятулии имел место режим континентального выветривания, продукты которого сохранились лишь в некоторых пунктах (Предовский и др., 1967). Во второй половине среднего ятулия произошло заложение Южно-Карельского седиментационного бассейна с терригенно-карбонатным типом осадконакопления. На рубеже верхнего ятулия трансгрессия мелководного морского Южно-Карельского бассейна расширилась в южном направлении. В Северном Приладожье верхнеятулийские карбонатные фации известны в районе оз. Мал. Янисъярви и оз. Рюттю (северного обрамления Кирьявалахтинского купола).

В западной части пра-Фенноскандии Южно-Шведский седиментационный бассейн (рис. 5), открытый в южном направлении, отличался устойчивым и длительным прогибанием ложа и быстрым компенсационным накоплением зрелых осадков (кварцитов, кварцито-песчаников). В целом, в раннесвекокарельское время основная часть территории пра-Фенноскандии находилась в режиме колебательных движений, испытывая периоды усиления погружений, с развитием глубоких трансгрессий и поднятий с частичным или полным осушением мелководных морских бассейнов. Морские бассейны разделялись участками суши со слабовсхолмленными равнинами и развитой речной сетью. Помимо речного сноса, большую роль играла эоловая деятельность.



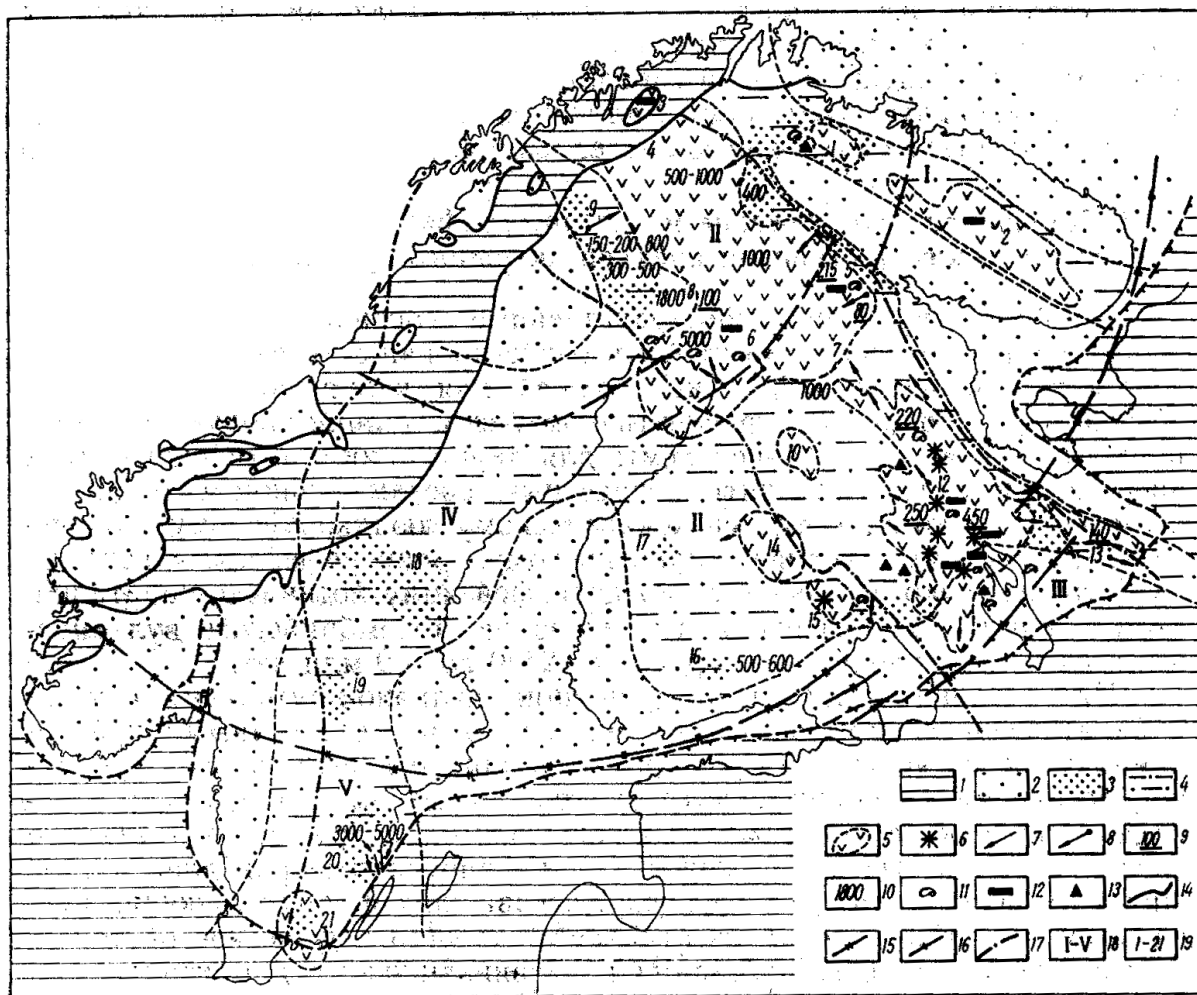


Рис. 5. Схема районирования ятулийского прототраппового вулканизма и осадконакопления пра-Фенноскандии (2400–2050 млн лет)

1 – палеозойский платформенный чехол. Фациальные обстановки: 2 – области континентального выветривания и сноса обломочного материала; 3 – прибрежная мелководного эпиконтинентального бассейна с песчаным осадконакоплением; 4 – мелководного открытого бассейна с терригенно-глинистым и глинисто-карбонатным осадконакоплением; 5 – лавово-вулканокластические поля платобазальтов; 6 – местоположение установленных и предполагаемых вулканических построек; 7 – направления растекания лав; 8 – направления транспортировки обломочного материала; 9 – мощности лавовых полей платобазальтов; 10 – мощности терригенных обломочных пород; 11 – биогермы строматолитов и онколитов; 12 – медносulfидное оруденение (медистые песчаники и купробазальты); 13 – титаномagnetитовое оруденение в силлах габбро-долеритов; 14 – границы каледонских покровов; 15 – осевые линии краевой радиальной флексуры А. А. Полканова; 16 – осевые линии внутренней флексуры пра-Фенноскандинавского сводового поднятия; 17 – современные границы шовных зон сочленения геоблоков суперструктуры Балтийского щита; 18 – седиментационные бассейны: I – Печенгско-Варзугский, II – Северо-Карельский, III – Южно-Карельский, IV – Центрально-Шведский, V – Южно-Шведский; 19 – стратотипические районы: 1 – Печенгская структура, 2 – Имандра-Варзугская структура, 3 – Альтафьорд, 4 – Маса, 5 – Куолаярвинская структура, 6 – р. Кемийоки, 7 – ур. Рукатунтури, 8 – Теренд-Каликс, 9 – Кируна, 10 – Пуоланка, 11 – Лехтинская структура, 12 – Елмозерско-Сегозерская структура, 13 – структура Ветреного Пояса, 14 – Куопио, 15 – Киикхелюсвара, 16 – Тиирисма, 17 – Каннус, 18 – Нагген-Лос, 19 – Рэмсберг, 20 – Вестервик, 21 – Вестано

К началу лудиковия большая часть Центральной Карелии вышла из режима осадконакопления, в южной же части щита произошло расширение Южно-Карельского бассейна. Наряду с карбонатными породами формировались латерально неустойчивые толщи углеродсодержащих алевролитов. Излияния лудиковийских платобазальтов охватили практически всю территорию восточной части Фенноскандинавского щита. Лавово-вулканокластические поля Северного Приладожья, сформированные Кириявалахтинским, Янисъярвинским и Туливаранмякским эруптивными центрами (рис. 1), являются частью этого обширного плато. Сформировался единый мелководный морской внутриконтинентальный свекофеннский бассейн (Светов и др., 1990). В центральной его части существовали более мелководные обстановки с терригенно-обломочным типом осадконакопления. Большая часть территории провинции Бергслеген Центральной Швеции и Юго-Западной Финляндии в раннелудиковийское время периодически осушалась, и образовывались островные ландшафты. К северо-западу, западу и особенно к югу глубина Свекофеннского бассейна несколько возрастала. Наряду с плато-

базальтовым, во второй половине лудиковийской эпохи активно проявился кислый риодацит-риолитовый вулканизм. Существенных палеотектонических перестроек при этом не произошло. Размещение ареалов платобазальтового и риолитового вулканизма контролировалось магмовыводящими разломами, сопряженными с краевой флексурой Полканова и с ее тектоническим аналогом в северной части Фенноскандии, а также шовной Протоджин зоной, разделяющей Свекофеннский и Дальсландский геоблоки.

Средне-верхнесвекокарельский период вулканизма и осадконакопления отличается общим затуханием эндогенных вулкано-плутонических процессов и возрастанием роли экзогенного породообразования. Ливвийский базальтовый и пикрит-базальтовый вулканизм Северного Приладожья локализуется в зонах наследования раннесвекокарельского магматизма и сопоставим с суйсарским вулканизмом Онежской структуры.

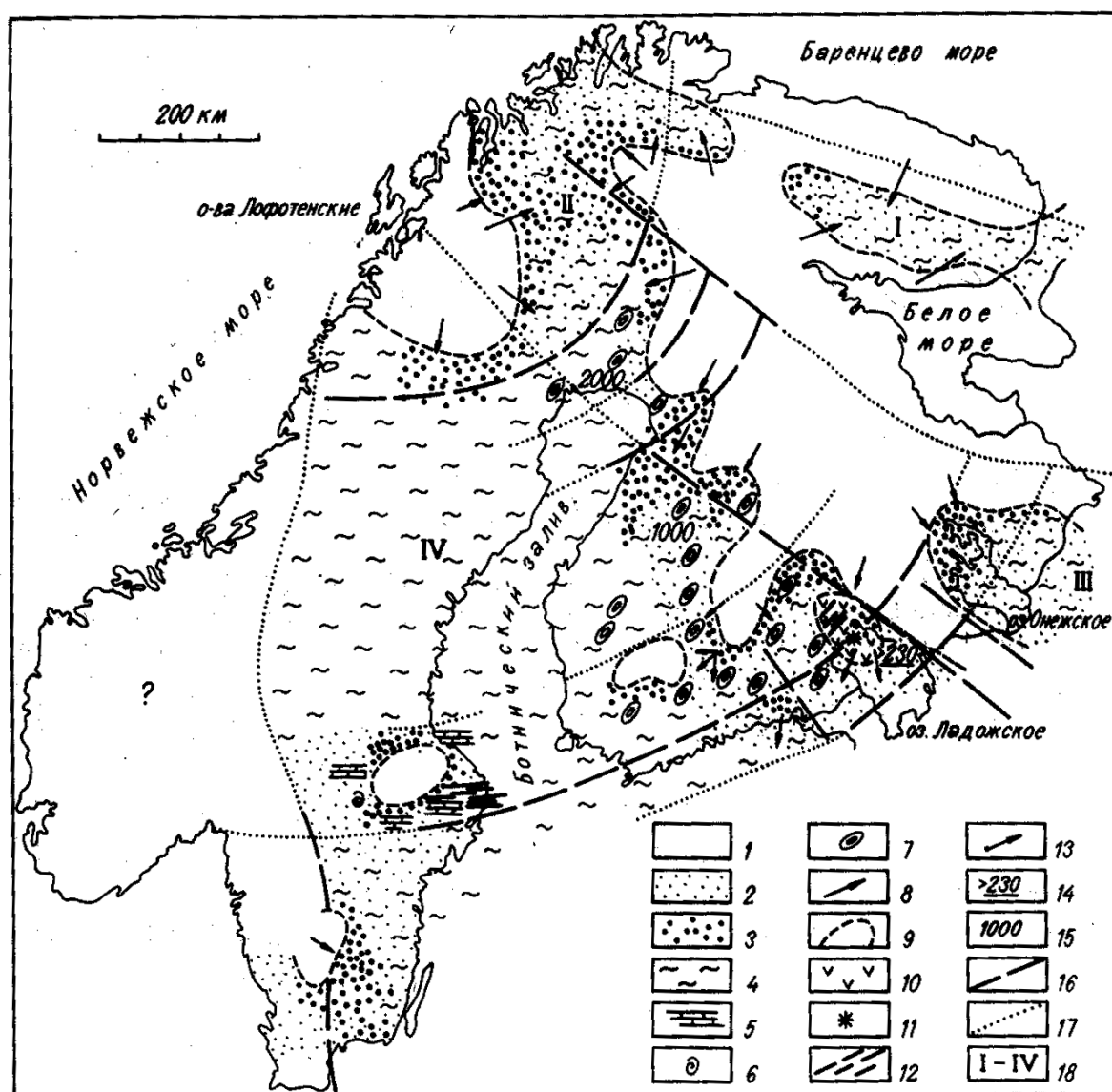


Рис. 6. Схема районирования калевийского базальтового вулканизма и осадконакопления пра-Фенноскандии (1940–1800 млн лет)

Фациальные обстановки: 1 — области континентального выветривания и сноса терригенного материала; 2 — прибрежные области мелководных эпиконтинентальных бассейнов с аренитовым осадконакоплением; 3 — области накопления полимиктовых конгломератов конусов выноса; 4 — области мелководных бассейнов с песчано-глинистым осадконакоплением; 5 — площади накопления карбонатных и карбонатно-глинистых осадков; 6 — биогермы строматолитов; 7 — кремнисто-карбонатные конкреции; 8 — направления сноса терригенного материала; 9 — границы реконструированных седиментационных бассейнов и ареала лавовых излияний; 10 — лавово-вулканокластическое поле андезито-базальтов и базальтов; 11 — местоположение эруптивного центра; 12 — поля и пояса даек долеритов и габбро-долеритов; 13 — направления растекания лав; 14 — мощность лавовой толщи; 15 — мощности терригенных пород; 16 — шовные зоны сочленения геоблоков с активным развитием; 17 — шовные зоны сочленения геоблоков с пассивным развитием; 18 — седиментационные бассейны: I — Варзугский, II — Северо-Карельский, III — Южно-Карельский, IV — Свекофеннский



К раннему калевию на территории Фенноскандинавского щита относятся существенные палеогеографические перестройки. Вслед за обмелением лудиковийских седиментационных бассейнов последовало общее усиление континентального выветривания. Эпоха калевийского циклического осадконакопления отличалась высокой активностью экзогенных процессов (рис. 6). В Северном Приладожье в условиях мелководного бассейна режим компенсированного терригенного осадконакопления характеризовался четко проявленной зональностью, накоплением грубообломочных отложений в прибрежных зонах, а пелитовых ритмичнослоистых — в открытом бассейне. Многочисленные известково-кремнистые конкреции, формировавшиеся совместно с песчано-глинистым материалом, свидетельствуют об определенных динамических и геохимических условиях шельфового породообразования. Калевийский вулканизм носил пульсационный характер, когда лавовые излияния прерывались частыми периодами длительного покоя или усилениями газо-гидротермальной деятельности. Он обусловил накопление металлоносных осадков, представляющих собой удаленные фации разгрузки гидротермальных растворов. Формирование ортогональной системы разломов вдоль осевой линии краевой радиальной флексуры Полканова привело к заложению сопряженных поднятий и депрессий, испытавших различную амплитуду относительных знакопеременных движений (Полканов, 1956). Некоторые из них трансформировались в горсто-грабенные рамповые структуры. Режим блоковых движений обусловил заложение ряда вулканотектонических структур — депрессий, таких как Ветреный Пояс, Онежская, Ладожская.

Гранитизация свекокарельского вулканогенно-осадочного чехла (1860–1800 млн лет) привела к формированию купольных структур (рис. 2) и к завершению становления свекокарельской протоплатформы. К рубежу 1800 млн лет она была выведена из режима осадконакопления, и наступил период континентального выветривания и пенепленизации.

### 1.3. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОТЕКТОНИКА ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Постсвекокарельская история Северного Приладожья связана с глыбово-волновыми движениями Фенноскандинавского щита, эпохами деструкции и пенепленизации свекокарельской новообразованной сиалической коры, а также с формированием осадочного чехла в перикратонных и интракратонных прогибах при чередовании глубоких трансгрессий и не менее значительных регрессий.

В рифейско-вендскую эпоху на Фенноскандинавском щите происходило устойчивое и направленное воздымание. Периоды континентального выветривания преобладали над эпизодами затопления. По нашим оценкам период континентальной денудации составлял 20–30 млн лет. Озерно-речное осадконакопление в сочетании с эоловой деятельностью оказали заметное влияние на фациальный и вещественный состав осадков, главным образом, мелководных периодически осушаемых бассейнов. Преобладающими отложениями являются красноцветные песчаники и алевролиты. На всех этапах рифейского и вендского осадконакопления фиксируются следы эоловых отложений (Светов, Свириденко, 1995).

Палеогеографические обстановки в раннем рифее в пределах Фенноскандинавского щита явились естественным следствием свекокарельской геологической эволюции. Охлаждение верхней коры и мантии в постсвекокарельское время, следовавшее за изостатическим сводообразованием, обусловило ее неравномерное сжатие и последующее прогибание. На данной стадии раннерифейской эволюции литосферы, вероятно, формировались асимметричные прогибы и первые локальные односторонние грабены. Сводовым поднятиям, их инверсии сопутствовало развитие региональных флексур, сыгравших определяющую роль в последующем размещении седиментационных бассейнов и ареалов мантийного и корово-мантийного вулканоплутонизма.

Сохранившиеся эрозионно-тектонические реликты рифейского платформенного чехла на территории Карелии и зарубежной части Фенноскандинавского щита и разноглубинные рифейские магматические образования позволяют предположить пространственную связь ареалов рифейского вулканоплутонизма со становлением и развитием деструктивных элементов кратона. Ведущую роль на территории Карелии следует признать за краевой флексурой Полканова.

Раннерифейские изверженные породы вепсйской габбро-долерит-базальтовой вулканоплутонической ассоциации представлены единичными лавовыми потоками афировых толеитовых базальтов, силлами и дайками габбро-долеритов, известными в Западном Приладожье к югу от истоков р. Свири под палеозойским чехлом. В связи с возобновлением глыбовых движений в субъютнии в зоне краевой флексуры и заложением системы параллельных и ортогональных к ней разломов, произошло образование последовательного ряда бимодальных вулканоплутонических ассоциаций — габбро-анортосит-долерит-базальтовой и риолит-рапакивигранитной.

Раннерифейское вепсское (субъютнийское) осадконакопление осуществлялось в мелководном бассейне, который находился в зоне опущенного южного крыла краевой флексуры Полканова. Характер осадков (красноцветные арениты, кварцито-песчаники, кварциты, аркозы, местами пролювиально-

аллювиальные конгломераты) свидетельствует о циклическом трансгрессивно-регрессивном осадконакоплении с частыми периодами осушения. Начав формироваться в субъютнии, Фенно-Скандинавский свод в среднем рифее превратился в обширную всхолмленную Балтийскую возвышенность (рис. 7). Наметились границы будущей Восточно-Европейской платформы. С юга Балтийская возвышенность была расчленена глубоко вдающимися седиментационными поверхностно компенсированными прогибами, являвшимися заливами Московского моря. К их числу относится Ладожско-Ботнический интракратонный прогиб (Светов и др., 1990). Здесь в условиях интенсивного сноса с севера обломочного материала, при высокой динамике водной среды накапливались преимущественно красноцветные разнообломочные песчаники, гравелиты, глинистые сланцы. О трансгрессивно-регрессивном характере осадконакопления свидетельствуют, как широкое развитие различных генетических типов косослоистых серий, знаков ряби, трещин усыхания, так и отложения аллювиально-пролювиальных конусов выноса. К раннему венду возросшие амплитуды тектонических движений вызвали дальнейшее воздымание Восточно-Европейской платформы. Произошло обособление Фенноскандинавского щита.

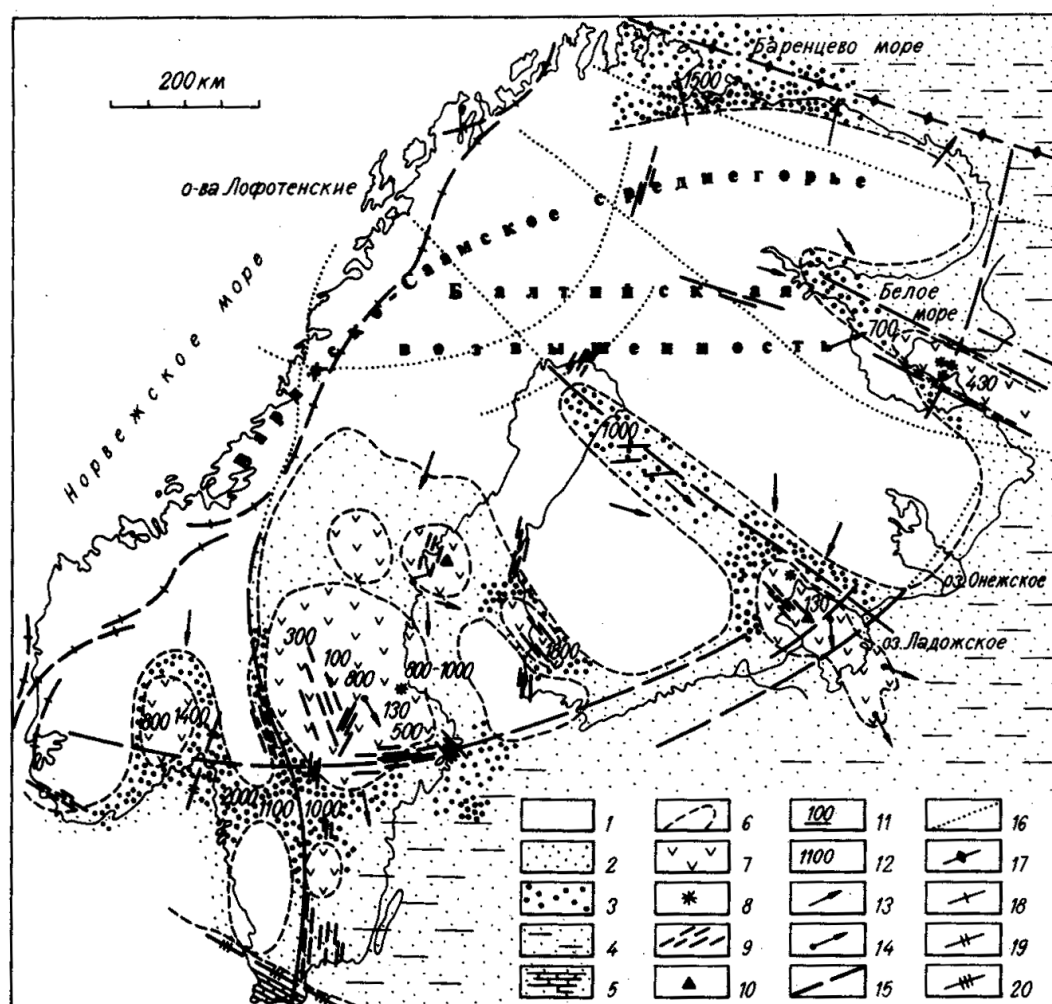


Рис. 7. Схема среднерифейского (йотнийского) платобазальтового вулканизма и осадконакопления (1400–1100 млн лет)

Фациальные обстановки: 1 – области континентального выветривания и сноса терригенного материала; 2 – области мелководных эпиконтинентальных бассейнов с накоплением красноцветных песчаников; 3 – площади накопления гравелито-конгломератовых отложений; 4 – области мелководных периодически осушаемых бассейнов с накоплением красноцветных песчано-глинистых отложений; 5 – области мелководного бассейна с терригенным карбонатно-глинистым осадконакоплением; 6 – границы реконструированных седиментационных бассейнов и ареалов платобазальтовых излияний; 7 – поля платобазальтов; 8 – местоположение установленных центров лавовых излияний; 9 – поля и пояса даек габбро-долеритов, долеритов, габбро-долеритов; 11 – мощности лавовых толщ; 12 – мощности терригенных пород; 13 – направления транспортировки обломочного материала; 14 – направления растекания лав; 15 – шовные зоны сочленения геоблоков с активным развитием; 16 – шовные зоны сочленения геоблоков с пассивным развитием; 17 – осевая линия зоны А. П. Карпинского; 18 – осевые линии каледонской геосинклинали; 19 – осевая линия грабена Осло; 20 – осевая линия зоны А. Торнквиста-В. Тейссейра



С максимумом тектонической активности (Светов, Свириденко, 1995) совпадает лапландское покровное оледенение (рис. 8, 650–630 млн лет назад). Лапландский ледниковый покров общей площадью более 6 млн кв. км занял большую часть Восточно-Европейской платформы. Его следы известны на островах Новой Земли, Шпицбергене, в Шотландии и Ирландии. Главные центры оледенения находились на месте современных Скандинавских гор, а также в центральных и северо-восточных районах Русской плиты. Средняя мощность покрова континентальных ледников составляла 2–2,5 км (Ершов, Лисицына, 1993). Деградация ледникового покрова и последующее гляциоизостатическое поднятие территории привели к сильному размыву ледниковых отложений, сохранившихся лишь в понижениях рельефа и седиментационных впадинах.

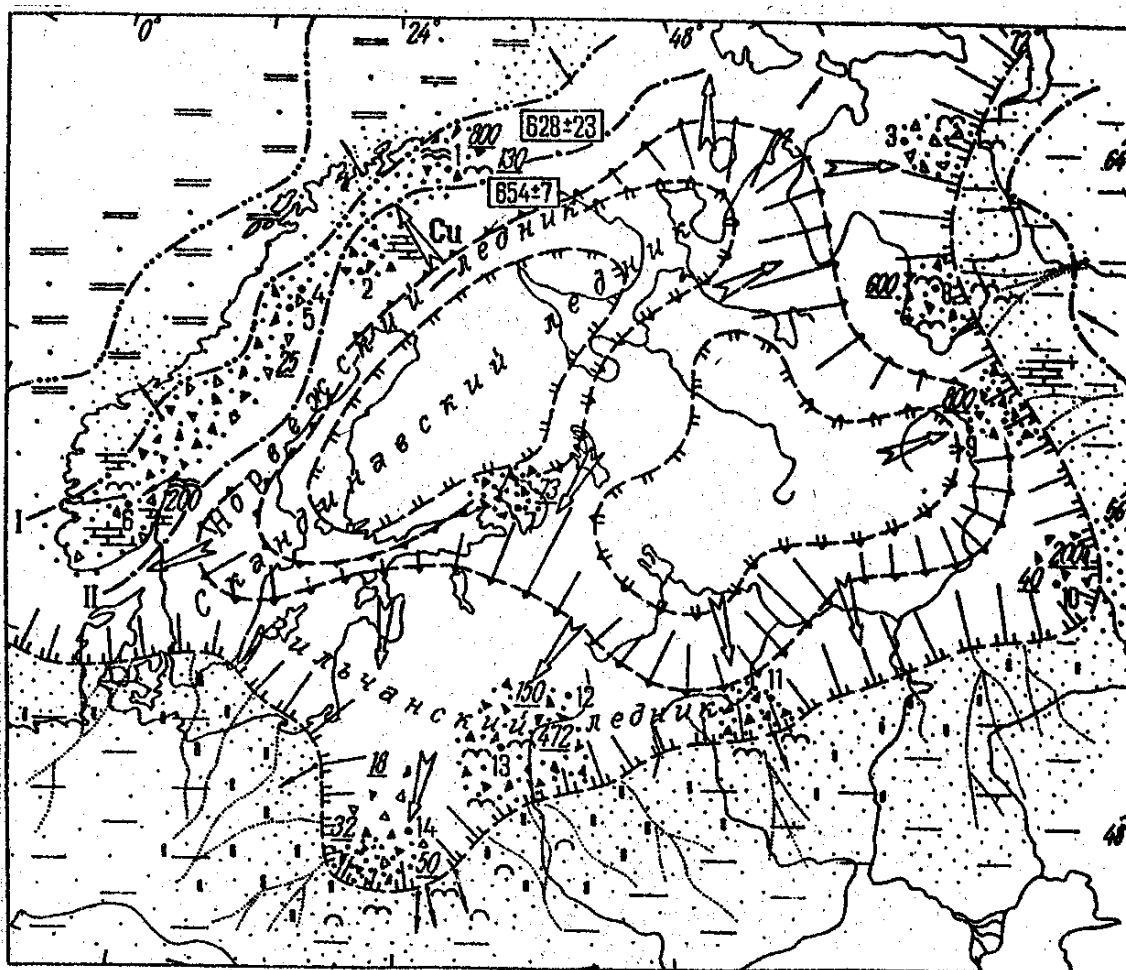


Рис. 8. Литолого-палеогеографическая схема эпохи ранневендского лапландского оледенения Восточно-Европейской платформы и прилегающих территорий (650–630 млн лет)

Дегляциация Фенноскандинавского щита завершилась в короткий срок. Возможно, с этим периодом связаны первые проявления ранневендского вулканизма. Во второй половине раннего венда последовала незначительная трансгрессия. Редкинское время позднего венда (620–580 млн л.н.) характеризуется длительной трансгрессией на Русскую плиту с севера, северо-востока и юго-запада. В результате сформировалась единая, динамически взаимосвязанная система мелководных бассейнов. В современном эрозионном срезе отложения гдовского (редкинского) горизонта позднего венда известны на Карельском перешейке (г. Приморск, оз. Вуокса, г. Приозерск) и по южному обрамлению Фенноскандинавского щита в основании палеозойского осадочного чехла (рис. 1). Их присутствие допускается на дне Ладожского озера. Отложения гдовского горизонта представлены ритмично-слоистыми песчано-алевролитовыми отложениями и базальными слоями гравелит-конгломератового состава общей мощностью 40–65 м на севере Ладожско-Онежского кратона и до 140 м в Юго-Восточном Приладожье. Они перекрываются уплотненными глинами котлинского горизонта.

Начало формирования поздневендского эпиконтинентального чехла фиксируется накоплением гравийно-галечных конгломератов и песчано-глинистых отложений пролювиально-аллювиального дельтового и озерного типов. Самые типичные их разрезы фиксируются вдоль склонов Фенноскандинавского щита (Зимний берег Белого моря, Онежский полуостров, Ладожское озеро, «Спарагмитовый бассейн» в Юго-Западной Норвегии, п-ов Варангер).

Главной особенностью позднепротерозойского рельефообразования является становление обширного Фенноскандинавского свода, сопровождаемого интенсивным сносом обломочного материала с северной воздымающейся части территории, и переотложение его в южной краевой части щита.

#### 1.4. ЭПОХИ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ В ПАЛЕОЗОЙ-МЕЗОЗОЕ

Фенноскандинавский щит в настоящее время испытывает активное воздымание со скоростью до 8–10 мм/год в его центральной части. Нулевая отметка проходит через Ладожское озеро. Ей соответствует радиальная флексра Полканова, служащая границей между Фенноскандинавским щитом и Русской плитой и оказавшая существенное влияние на формирование рельефа этой граничной зоны. Именно краевая радиальная флексра Полканова стимулировала общую фанерозойскую тенденцию к воздыманию центральной части Фенноскандинавского щита. Позднерифейский этап тектонической перестройки способствовал заложению в осевой линии флексуры системы поперечных компенсированных грабенов (включая и Пашский грабен в средней и южной частях акватории Ладожского озера). Поверхность дочетвертичного субстрата Фенноскандинавского щита полого погружается в южном и юго-восточном направлении, где она ограничена ордовикским глинтм.

О времени формирования рельефа Фенноскандии и о роли того или иного фактора рельефообразования судить весьма сложно. Восстановление палеозой-мезозойских эпох рельефообразования затрудняет отсутствие соответствующих отложений и сложность датирования процессов. И тем не менее уже можно утверждать, что знакопеременные движения Фенноскандинавского щита и Русской плиты по границе, совпадающей с осью краевой радиальной флексуры, привели к активному общему воздыманию щита по сравнению с плитой. Устойчивое поднятие Фенноскандии вызвало глубокую денудацию вулканогенно-осадочных палеозойских и мезокайнозойских отложений и выход на дневную поверхность кристаллического фундамента, сложенного архей-протерозойскими метаморфизованными осадочно-вулканогенными, вулканогенными и интрузивными комплексами, частично гранитизированными. В настоящее время только южная часть щита, южнее осевой линии геофлексуры, осталась перекрытой в значительной степени денудированным венд-палеозойским чехлом (рис. 1).

В кембрии на территории Фенноскандинавского материка установился режим континентального выветривания и пенеппенизации. В это время он представлял собой в значительной степени выровненную, возможно, слабовсхолмленную платообразную и террасовидную возвышенность. Мелководное эпиконтинентальное песчано-глинистое осадконакопление имело место лишь по периферии Фенноскандинавского щита и на площади Балтийского моря.

Фенноскандинавский щит огибается зонами валлообразных поднятий и впадин. Палеозой-мезозойские отложения изучены в пределах Балтийской (Emelyanov, Kharin, 1988) и Мезенской (Костюченко, 1995; Юдахин и др., 2003) синеклиз. Геологическое картирование юго-западной и восточной части дна Балтийского моря (Emelyanov, Kharin, 1988) позволило скоррелировать фанерозойские осадочные породы с соответствующими образованиями материка и создать геологическую карту (рис. 9), отражающую стратиграфическую зональность. От Финского залива до Калининграда наблюдается последовательное омоложение осадочных пород от кембрия до неогена и уменьшение мощности кембрийских осадков в северном направлении. В южной части их толщина достигает 200–215 м, на севере сокращается, и отложения образуют синклинальный трог в фундаменте к северу от Аландских островов (Thorslund, Axberg, 1979; Flodén et al., 1979; Winterhalter et al., 1981). В пределах Мезенской синеклизы мощность палеозой-кайнозойских комплексов также последовательно увеличивается в юго-восточном направлении по мере погружения докембрийского кристаллического фундамента (Юдахин и др., 2003).

Палеозойские осадочные породы в целом сохранились лишь на погруженных склонах Фенноскандинавского щита, но предполагается, что они были распространены на южной окраине щита значительно шире (Гарбар и др., 1992). К такому заключению приводят данные бурения. Палеозойские отложения известны также в краевой юго-западной части Фенноскандинавского щита (Winterhalter, 1972; Andrén, Wannäs, 1988; Sivhed, 1991). Косвенным свидетельством бывших ареалов накопления раннекембрийских осадков являются многочисленные нептунистические дайки песчаников с кембрийской фауной, развитые на островах и западном побережье Ботнического залива. Палеозойские осадочные породы известны на некоторых островах в заливе Гевле. В целом принято считать, что на юге Фенноскандинавского щита поверхность кристаллического фундамента полого погружается под вендско-фанерозойский чехол Русской плиты.

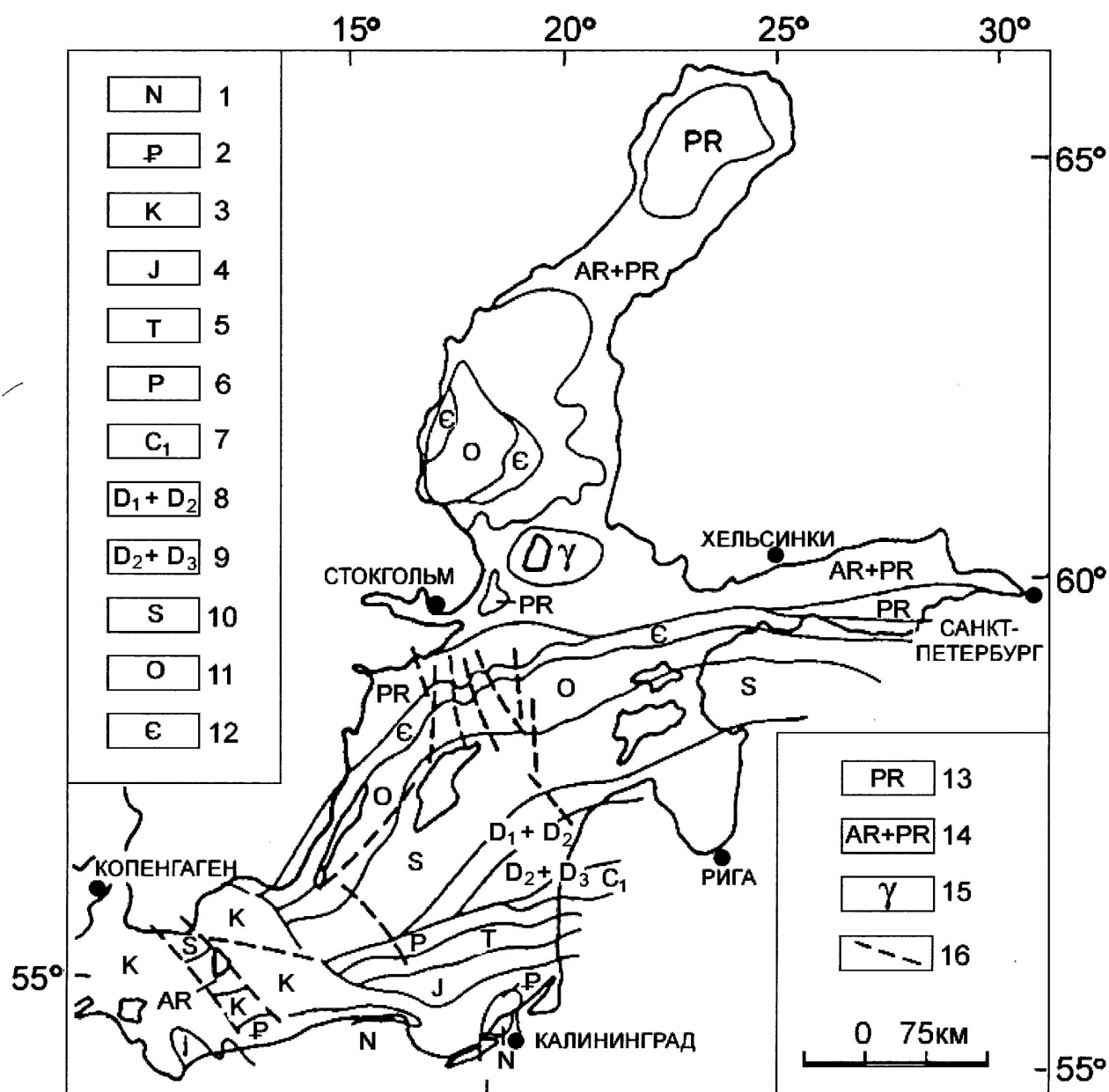


Рис. 9. Геологическая карта дна Балтийского моря (Emelyanov, Kharin, 1988):

1 – неоген; 2 – палеоген; 3 – мел; 4 – юра; 5 – триас; 6 – верхняя Пермь; 7 – нижний карбонат; 8 – нижний и средний девон; 9 – средний и верхний девон; 10 – силур; 11 – ордовик; 12 – кембрий; 13 – протерозой; 14 – архей и протерозой; 15 – граниты; 16 – тектонические границы

Непосредственный контакт между докембрийским кристаллическим фундаментом Фенноскандинавского щита и палеозойскими осадочными породами Русской плиты прослеживается вдоль Финского залива Балтийского моря (Amantov et al., 1988). Вершинная часть кристаллического фундамента в центральной и западной части залива характеризуется неровностью. Здесь наблюдаются многочисленные холмы, хребты и депрессии с возвышенностями 30–60 м. Сам характер рельефа в основном зависит от физико-механических свойств слагающих пород. Кварциты, метабазальты и другие разновидности свекокарельских пород сформировали возвышенные площади, в некоторых случаях защитившие осадочные платформенные отложения от экзарации.

Общий характер современного мегарельефа определяется шовной зоной между докембрийским фундаментом и платформенным чехлом, которая предопределила ступенеобразную форму рельефа. Эта тектоническая зона отвечает современному выражению краевой радиальной флексуры Полканова.



В краевой части Фенноскандинавского щита различными исследованиями установлены разновозрастные тектонические зоны, параллельные флекуре Полканова, и радиальные горсто-грабеновые системы, перпендикулярные к ней — свидетельство значимости тектонического фактора в формировании рельефа данной территории.

Современный характер контакта между докембрийскими образованиями Фенноскандинавского щита в его северной части и породами фанерозойского чехла также тектонический и имеет сопоставимые геоморфологические формы. Общеизвестно, что Баренцевская шельфовая плита представляет собой область длительного и устойчивого погружения докембрийского кристаллического фундамента. Вдоль ее границы с Фенноскандинавским щитом расположена асимметричная переходная структура — Кольско-Канинская моноклиза (Строение литосферы..., 2005). В ее строении установлены крутопадающие сбросы, амплитуда которых в прибортовой части достигает 3–4 км. Непосредственное сочленение Фенноскандинавского щита и Баренцевской плиты отмечено, таким образом, ступенеобразно погружающимся фундаментом.

В течение всего фанерозоя происходит воздымание Фенноскандинавского щита и соответственный снос терригенного материала как в северном направлении (Баренцевоморская шельфовая плита), так и в южном (Русская плита Восточно-Европейской платформы), где в условиях мелководных бассейнов формировался платформенный осадочный чехол. Сейсмические исследования Баренцевской шельфовой плиты выявили сложную тектоническую структуру зоны перехода континент-океан (Сейсмологическая модель..., 1998) и непрерывную смену разновозрастных геологических комплексов от рифейского до верхнепалеозой-мезозойского в латеральном ряду. Каждый из них сменяет предыдущий по схеме клиноформного наращивания.

Мезозойские отложения в пределах Фенноскандинавского щита не выявлены. Можно предполагать, что в мезозое щит испытывал устойчивое поднятие и представлял собой область глубокого регионального выветривания и пенеппенизации. Значимость мезозойского периода определяется тем, что в течение значительной части мезозоя и всего кайнозоя формировался современный рельеф Земли. Этот этап назван геоморфологическим (Герасимов, Мещеряков, 1964).

В конце 1950-х и в 1970-х гг. главная роль в формировании современного рельефа Фенноскандии отводилась ледниковой экзарации. Известные во многих районах коры выветривания на гранитах рапакиви с сапролитовым покровом рассматривались как постледниковые (Fogelberg, 1985). Каолиновые коры выветривания Южной Финляндии (отчетливо доледниковые) считались исключением. В последние десятилетия XX в. достигли значительных успехов в оценке роли химического выветривания и планации в формировании рельефа Фенноскандинавского щита и Восточно-Европейской платформы в целом. Установлено, что главная часть докембрийского фундамента Фенноскандинавского щита была неоднократно обнажена для химического выветривания (Miškovský, 1985). Его главные периоды: силур-карбон и юра-триас. Доказана тесная связь между характером рельефа и структурой фундамента, а также составом слагающих его пород (Luoma-Aho, 1982; Lidmar-Bergström, 1985). Максимальное различие в сравнительной высоте между слюдяными сланцами и кварцитами оценено в 200–300 м. А. В. Сидоренко, изучая коры выветривания Кольского полуострова, пришел к заключению, что основные формы рельефа этого региона заложены в доледниковое время (Сидоренко, 1958) и связаны с воздействием химического выветривания и планацией. С Кольского полуострова за время континентального режима снесены мощные многокилометровые толщи осадочных и метаморфических пород. Установлено, что значительной эрозии ледником в период четвертичного оледенения при этом не было. Выводы А. В. Сидоренко согласуются с заключением, что рельеф Северной Лапландии может рассматриваться как результат различных эрозионных процессов, обусловленных климатическими изменениями, а вовсе не как следствие воздействия различных стадий одного и того же эрозионного процесса.

В Швеции выделяются следующие типы глубокого выветривания (Lundqvist, 1985): полное образование каолинита, неполное химическое выветривание, гранулярное выветривание и выветривание по разломам с образованием угловатых блоков. Названные типы могут отражать влияние различных климатов. Глинисто-минеральное выветривание требует более жаркого климата чем современный. Наиболее полное глубокое выветривание представлено породой, состав которой изменился с преобразованием в каолинит. Хорошо известны меловые каолиновые отложения Южной Швеции. Гранулярное выветривание наиболее свойственно крупнозернистым породам с низким содержанием кварца (сиениты, габбро, долериты). Считается, что это наиболее обычный тип выветривания в Швеции.

А. А. Никонов, касаясь коры выветривания Фенноскандии (Никонов, 1968), рассматривает кору химического выветривания, формировавшуюся в доледниковое время и элювий (после- и позднеледниковое время). Наибольший интерес представляет кора химического выветривания. Она является основой планации первичного геологического рельефа, «подготавливая» поверхность кратона к понижению. Опираясь на глобальный фактический материал и взяв за основу модель Западно-Австралийского

кратона, Фаирбридж и Финкл (Fairbridge, Finkl, 1980) проследили очень обобщенную историю планации кратонных регионов от протерозоя до настоящего времени. Охарактеризовав различные климатические обстановки химического выветривания, показав сложные условия формирования пенеппленов, они тем самым выявили особенности кратонного режима. Авторы пришли к заключению, что понижение кратонных поверхностей представляет длительную последовательность событий, начиная от подготовки материала пород посредством глубокого химического выветривания, затем — эрозия и перенос. Прогрессивное уменьшение кратонной поверхности во времени представляет сложный геологический феномен, включающий неоднократную эксгумацию и перезахоронение поверхности пенеппленизации. Циклическое развитие приводит к полигенетической поверхности пенепплена.

Сложность подобного рода исследований и установления цикличности заключается в том, что коры химического выветривания не поддаются сколько-нибудь точному геологическому датированию и обычно выделяются как доледниковые. Вместе с тем на территории Фенноскандинавского щита установлено формирование в миоцен-плиоцене гидрослюдистой коры выветривания (Евзеров, 1983). С ее образованием связаны процессы механического разрушения пород, физико-химического дробления минералов и образования алевритовых частиц, а также химического преобразования исходного материала. Гидрослюдистая кора выветривания образует субширотную полосу в южной части Кольского полуострова. Ширина ее у границы Финляндии с Норвегией составляет около 160 км, постепенно уменьшаясь в восточном направлении. В районе Ловозерских тундр она не превышает 60 км.

На территории Карелии редко встречаются коры выветривания, что, возможно, обусловлено более интенсивной, чем на Кольском п-ове ледниковой эрозией. Здесь наблюдается омоложение четвертичных отложений в северо-западном направлении, что связано с дегляциацией Скандинавского поздневалдайского оледенения и сносом материала в южном — юго-восточном направлении. Более древние оледенения оставили свои следы только в Южной Карелии. Поэтому только на территории Северного Приладожья известны все выделяемые типы кор выветривания (Экман, 1978). Продукты физического выветривания широко представлены в северной части Салминского массива гранитов рапакиви. Их эффективная дезинтеграция объясняется специфической структурой этих крупнозернистых гранитов и прежде всего идиоморфизмом кварцевых зерен. Начало дезинтеграции гранитов относится ко времени, предшествующему отложению перекрывающей его морены (Экман, 1978), и физическое выветривание продолжалось в течение всего голоцена. На элювии гранитов рапакиви сформировался волнисто-бугристый и мелкобугристый рельеф.

Севернее Суйстамо, восточнее оз. Янисъярви известна каолининовая кора выветривания Проланваарского месторождения. Гидрослюдисто-монтмориллонитовая кора выветривания обнаружена в низовьях р. Уксуньёки при проведении поисковых работ сотрудниками СЗТГУ. Она перекрыта лишь четвертичными отложениями. Таким образом, все перечисленные коры выветривания Северного Приладожья относятся, скорее всего, к четвертичному и миоцен-плиоценовому времени образования и не имеют признаков доледникового мезозой-палеогенового возраста.

Физическое выветривание широко проявлено на породах Валаамского силла (рис. 10), прежде всего в северной половине о. Валаам. Мезозой-кайнозойские коры выветривания накладываются на всю блоковую структуру острова, где блоки испытали разноамплитудные относительные движения. Особенно это видно в бортах Большой Монастырской губы. Интенсивное морозное выветривание, свойственное четвертичному периоду, известно на о. Лембес. Элювиально-делювиальные образования здесь составляют до 6–7 м мощности. Происходит расширение трещин отдельности блоков, образование между ними зияющих пространств и отчленение блоков от горной массы. Формы морозобойного выветривания очень ярко проявляются в торцовых частях столчатых габбро-долеритов в виде ванн шелушения и дресвяников (орисангов), а также в виде ячеистых форм в магнетитовых габбро-долеритах. Эти формы им весьма типоморфны. Столчатая отдельность преобразуется в скорлуповато-сферическую практически от кромки скалы и почвенного покрова вплоть до уреза воды путем образования сглаженных углов (рис. 4). Орисанги впервые были выявлены на о. Крюк, затем в той или иной степени по всему поясу Fe-Ti габбро-долеритов. Наиболее благоприятные условия для физического выветривания создает тонкоплитчатая отдельность, проявляющаяся в головных частях колонн. Она обычно сопровождается пологоволнистую купольно-брахиформную отдельность, где, вероятно, наиболее эффективно происходит разгрузка горных напряжений и образование все более возрастающей блочности на мелкие плиты, когда их толщина в 2, 3, 4 и более крат меньше ширины блоков или колонн. Такая тонкоплитчатая отдельность повышает общую блочность пород, создает наиболее благоприятные условия для проявления физического выветривания и формирования морозобойных трещин. Позднее идет формирование сглаженных углов с образованием скорлуповатой сферической отдельности выветривания. Наиболее полно разрез выветрелых пород Валаамского силла охарактеризован в восточной части о. Валаам г. Федоровскимяки (Экман, 1978).

В течение длительного континентального развития (от силура до третичного времени) происходила денудация поверхности суши, не вызвавшая больших изменений в ее строении. В третичное время началось поднятие Фенноскандии. Одновременно происходило опускание полосы суши на месте нынешнего Финского залива, сопровождавшееся трещинами в фундаменте. Здесь формировался своего рода предгорный прогиб. На западе опускание протекало интенсивнее, чем на востоке. В итоге на дне и склонах родилась мощная речная система, главный рукав которой получил широтное направление и впадал в Северное море. Прогиб Финского залива явился частью грандиозной полосы опусканий, окаймляющих с юга поднявшуюся Фенноскандию от Балтийского до Белого моря. В основном образование глинта было завершено до последнего оледенения. Окончательное формирование Балтийского (ордовикского) глинта происходило в ходе абразионных процессов поздне- и послеледниковых водоемов и собственно Балтийского моря. Послеледниковые эпейрогенические поднятия земной коры содействовали (в отдельных случаях) образованию террас и отступанию абразионного уступа глинта вглубь страны. Скорее всего, и легкий наклон ордовикских отложений в южном направлении — результат новейших послеледниковых эпейрогенических поднятий. Свидетельством тому служат реки, которые, несмотря на южное падение пластов, текут на север, впадая в Финский залив.

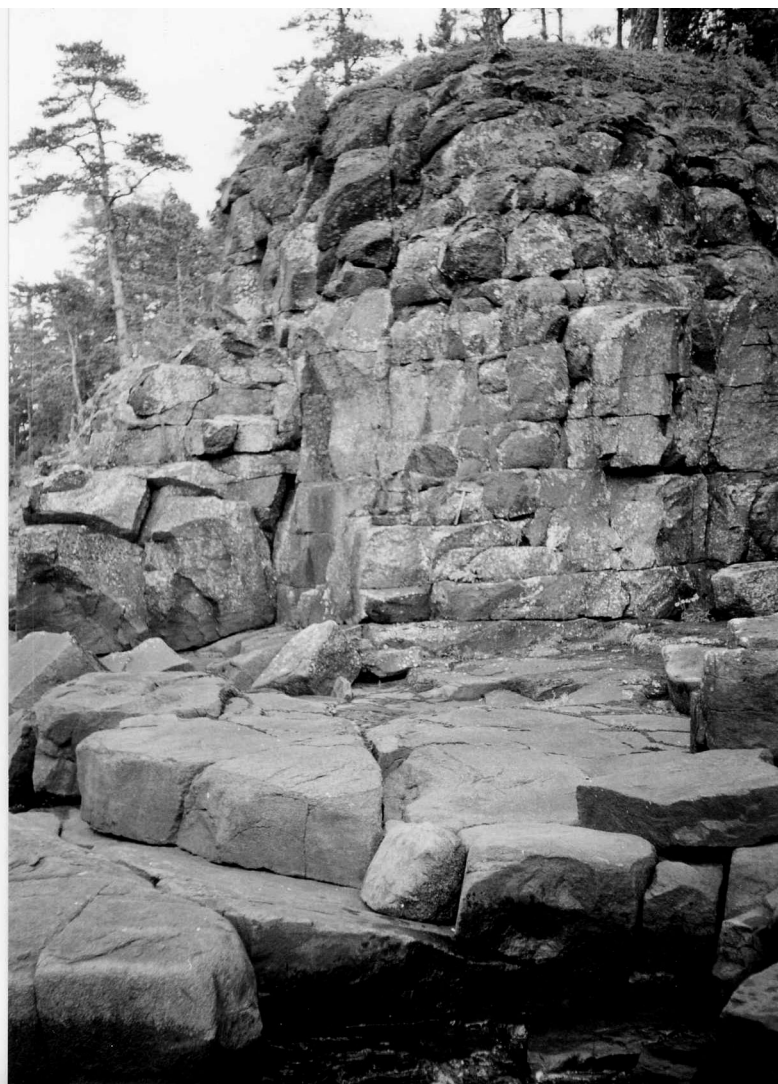


Рис. 10. Физическое выветривание габбро-долеритов о. Валаам, северный берег

### 1.5. ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ

Следы великого позднекайнозойского оледенения наблюдаются повсюду. Они столь ярки, что не трудно понять его роль в создании зримого облика нашего северного края. Очень наглядно это можно наблюдать в Приладожье, где на всем лежит отпечаток грандиозной геологической, преобразующей ландшафты ледниковой экзарации как минимум пяти четвертичных покровных оледенений.

Особенность Фенноскандии составляет активное современное воздымание ее центральной части со скоростью до 8–10 мм/год. Северное Приладожье в границах формирующегося свода занимает юго-восточное краевое положение, близкое к градиенту нулевой линии (рис. 11). Тем не менее для области Ладожских шхер установлена аномально высокая скорость поднятия, достигающая 6,4 мм/год (А. И. Рехов, 1990, цит. по Kakkuri, 1997). Область сводового поднятия Фенноскандинавского щита находится в соответствии с границами максимальных мощностей ледникового чехла. Мощность льда центральной части последнего поздневалдайского (осташковского) ледникового покрова (Ботнический залив) достигала 2,5 км (Ходаков, 1973), что вызвало прогиб земной коры до 900 м. Максимум последнего оледенения приходится на 20–23 тыс. л.н. Дегляциация началась 17–18 тыс. л.н. С таянием мощных материковых льдов связано поднятие земной тверди.



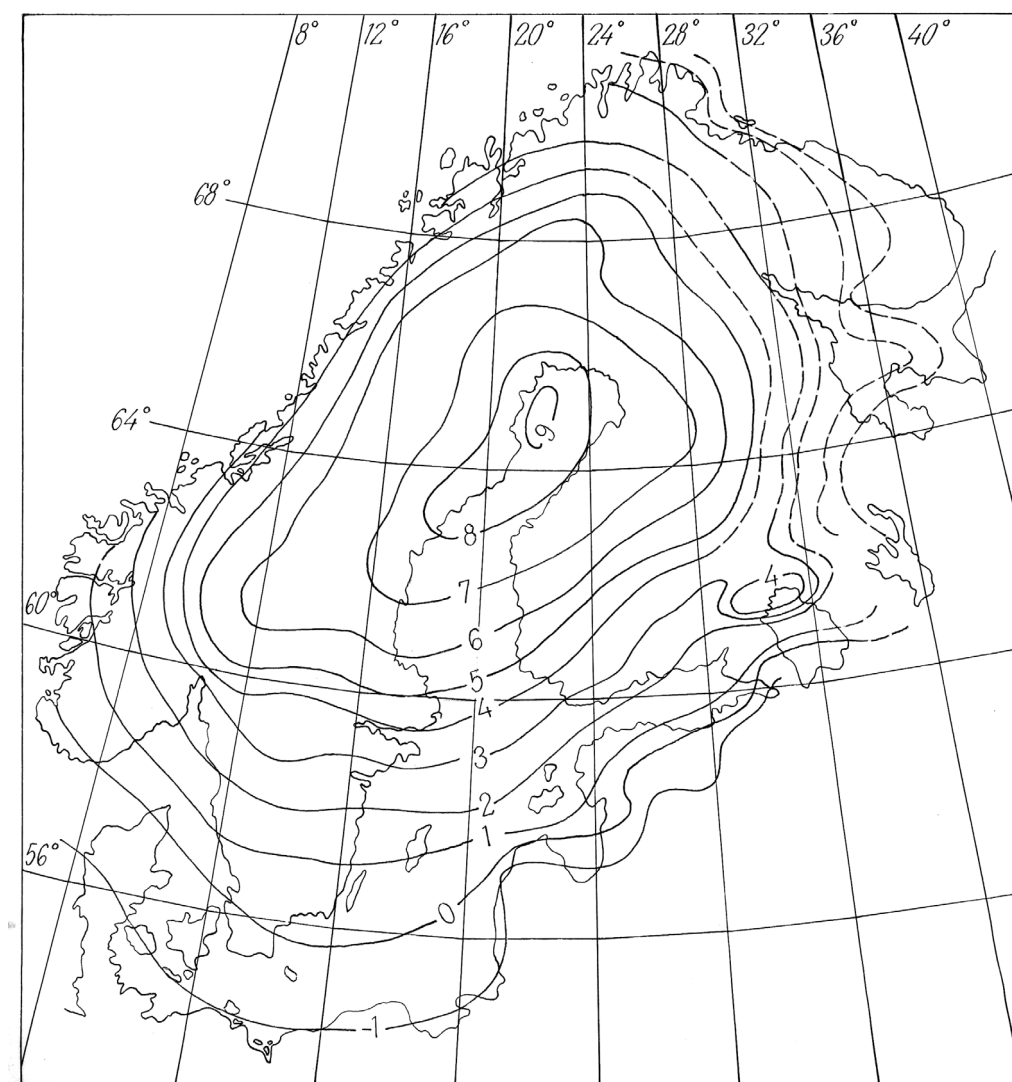


Рис. 11. Современное воздымание Фенноскандии. Изобазы проведены относительно среднего уровня мирового океана, мм/год (по Kakkuri, 1997)

В позднем плейстоцене ледниковый покров широко распространялся на северо-западе Восточной Европы, охватывая площадь Фенноскандинавского щита и прилегающую часть Восточно-Европейской платформы (Величко, 1979). В период максимума развития его периферическая зона достигала прилегающих участков арктического шельфа.

Рельеф Южной Фенноскандии был значительно переработан в ледниковое и послеледниковое время. Валдайское оледенение насчитывает 3 стадийных периода. Ледниковые эпохи были периодами гляциоизостатического прогибания, тогда как межледниковья — временами преимущественно восходящих движений земной коры. Смена ледниковых эпох периодами межледниковья создавала ритмично-колебательный характер гляциоизостатических движений. Рельеф коренных пород оказывал значительное влияние на структуру ледникового покрова, направление течения льда, его взаимодействие с подстилающими породами, формирование тех или иных ледниковых и водно-ледниковых образований.

В настоящее время устанавливается зональность в развитии ледникового рельефа. Консервация доледникового рельефа наблюдается в центральной части ледника, поскольку здесь нижние слои льда неподвижны (Шумский, 1968) и ледниковая денудация не происходит. Благодаря этому в центральных районах Фенноскандии местами сохранилась древняя кора выветривания (Квасов, 1975). Далее следует зона максимального ледникового выпаживания. В южной части Фенноскандинавского щита к ней относятся Средняя Швеция с озерами Венерн, Ветерн и Меларен, Финский залив, северная низина Карельского перешейка, северная глубоководная часть Ладожского озера. Далее юго-восточнее следует зона

накопления мощных толщ ледниковых и водно-ледниковых отложений, включающих Главный конечно-моренный пояс и отложения приледниковых водоемов и предфронтальные образования.

К глубоким и обширным тектоническим котловинам Белого моря, Онежского и Ладожского озер были приурочены одноименные ледниковые потоки и лопасти Скандинавского ледникового покрова. Граница Фенноскандии в юго-восточной части, где расположены отмеченные водные бассейны, совпадает с осью краевой региональной флексуры Полканова. Об этой связи подробно речь пойдет далее, пока же отметим, что область нисходящих движений краевой части щита рассматривается нами как волна отстающего поднятия ФСЦ относительно стабильной Русской плиты. Данное обстоятельство способствовало существующему размещению гидрографической сети и окраинных озер, а также перекосу ордовикского глинта.

В южных частях котловин Онежского и Ладожского озер во время лужской стадии дегляциации (14200–13200 л.н.) существовали предледниковые водоемы (Знаменская и др., 1970; Квасов, 1975; Ладожское озеро, 1978; Арсланов и др., 1996), предшествующие Балтийскому ледниковому озеру. Ледниково-водные осадки, покрывающие верхнюю морену в Онежской губе Белого моря, также начали образовываться около 14 тыс. л.н. (Рыбалко и др., 1987). Уровень Белого моря был на 65 м выше современного. Собственно морское осадконакопление началось только в бореальный период голоцена. Северо-западные берега Белого моря испытывали существенное тектоническое поднятие. Изменялись и очертания моря вследствие поднятия уровня океана и изостатических движений. В восточном, южном и западном Приладожье признаки существования предледниковых озер прослеживаются в виде аккумулятивных террас и береговых валов (Баканова, Буслович, 1969; Знаменская и др., 1970 и др.). Наиболее высокие террасы (от 70 до 100–110 м) разобщены, встречаются локально и не увязываются по отметкам между собой (Ладожское озеро, 1978). Наблюдаемая у подножья Балтийско-Ладожского глинта терраса с отметкой тылового шва 60 м является образованием локального подпруженного озера, но более крупных размеров (Баканова, Буслович, 1969).

Ярким отражением предледниковых водоемов и их эволюции в связи с дегляциацией последнего ледникового покрова является также рельеф Карельского перешейка. Здесь крупная река Вуокса вытекает из оз. Сайма. К югу от Вуоксы расположена Центральная возвышенность (100–203 м), на севере которой имеются террасы, сформировавшиеся в процессе образования палеобассейнов в интервале времени 13000–8000 л.н. Установлены следующие уровни террас: 180–140–120 м; 115–100–80 м; 70–40 м; 40–20 м; 20–0 м. На южной стороне возвышенности – система камов. Их уровни 45, 60 и 80 м. Южнее расположена Приневская низменность с обилием очень ярких голоценовых террас: 3–5 м, 10–13 м, 14–19 м и 25–30 м.

Центральная часть Карельского перешейка освободилась ото льда ~ 13000 л.н., когда ледник покрывал еще Приневскую низменность. Это стало следствием образования узкого приледникового озера у подножья Центральной возвышенности. Дегляциация ледника Приневской низины способствовала расширению озера. Таким образом, приледниковое озеро на Невской низменности возникло ~ 12000 л.н.

Стадия Балтийских систем приледниковых озер (12600–11900 л.н.) соответствует первой стадии истории Балтики (Квасов и др., 1970). Основным водоемом данных систем служило Южно-Балтийское приледниковое озеро. Балтийское ледниковое озеро сформировалось при дегляциации Скандинавского ледника. Оно занимало площадь Южной Балтики, Финского залива и Ладожского озера. Наиболее важным событием, влияющим на историю Балтики в это время, стала остановка и последующее наступление ледника в ходе резкого похолодания в позднем дриасе. В ходе этого наступления ледника у его края сформировался пояс краевых морен Сальпаусселькя в Финляндии и коррелируемые с ним конечно-моренные гряды Центральной Швеции и Российской Карелии. В Финляндии изменение позднеледникового уровня воды было определено на основании высоты флювиогляциальных дельт.

Начало образования гряд Сальпаусселькя I относится к позднему аллерёду, а в целом формирование образований Сальпаусселькя I и II проходило в интервале времени 11000–10000 л.н. Во время Сальпаусселькя I уровень Балтийского ледникового озера находился наиболее высоко (97–160 м). Колебания уровней дельт в зонах Сальпаусселькя I, II и III рассмотрены подробно (Eronen, 1988). Наибольшие колебания наблюдаются в зоне Сальпаусселькя I. Поднятие и регрессия береговой линии происходили быстро вслед за региональной дегляциацией. При отступлении края ледника стадии Сальпаусселькя I произошла регрессия Балтийского ледникового озера до уровня океана. Ее амплитуда составляла 27–28 м. Во время дальнейшего отступления ледника уже на стадии Сальпаусселькя II и начавшегося гляциоизостатического подъема территории Балтийское ледниковое озеро оказалось опять изолированным. И, наконец, отступление края ледника стадии Сальпаусселькя III привело к окончательному спуску Балтийского ледникового озера. К началу голоцена почти вся территория Карелии освободилась от ледников последнего оледенения.

С проникновением морских вод в Балтийское ледниковое озеро примерно 9800 л.н. (Квасов, 1975) на относительно короткое время (табл. 1) образовалось Иольдиевое море, воды которого не проникали в Ладожское озеро.

Т а б л и ц а 1. Временная шкала четвертичных оледенений

Время тыс. лет (по C <sup>14</sup> )	Главные события	
– 0	Наша эпоха	
– 2	новая эра	Около 2 тыс. л.н. вторая Ладожская трансгрессия. Образование р. Невы
– 4		3970 л.н. суббореальная трансгрессия Ладоги (регрессия) 4–6 тыс. л.н. климатический оптимум ~ 5 тыс. л.н. начало Ладожской трансгрессии на севере Ладоги
– 6		7,5–6,1 тыс. л. до н.э. Литориновая трансгрессия у Хельсинки
– 8		8 тыс. л.н. началась стадия Литоринового моря 8,3–8,1 тыс. л.н. Анциловая трансгрессия 9,5 тыс. л.н. Иольдиевое море превратилось в Анциловое озеро 9,5 тыс. л.н. территория Вост. Фенноскандии полностью освободилась ото льда 9,8 тыс. л.н. образовалось Иольдиевое море
– 10		11–10 тыс. л.н. Сальпаусселькя I и II Балтийское ледниковое озеро
– 12		11,3–11,2 тыс. л.н. Северное Приладожье вышло из-под воды 12 тыс. л.н. возникновение приледникового озера на Невской низменности 12,6–11,9 тыс. л.н. I стадия Балтийских систем приледниковых озер
– 14		14,200–13,200 тыс. л.н. приледниковые водоемы, предшествующие Балтийскому ледниковому озеру (лужская стадия дегляциации)
– 16		17–15 тыс. л.н. крестецкая стадия дегляциации
– 18		17–18 тыс. л.н. начало дегляциации. Ритмично-колебательные гляциоизостатические движения
– 20		Мощность ледникового щита в Ботническом заливе 2500 м 18–20 тыс. л.н. максимум поздневалдайского оледенения

Поднятие дна Средне-Шведского пролива (около 9500 л.н.) обусловило прекращение притока морских вод, в результате чего Иольдиевое море превратилось в Анциловое озеро. В дальнейшем происходил рост уровня озера, завершившийся Анциловой трансгрессией (8300–8100 л.н.). Во время ее максимума уровень Анциловой трансгрессии превысил высоту порога стока Ладожского озера в северной части Карельского перешейка, в результате образовался пролив, соединяющий Ладожское и Анциловое озера. Самостоятельным озером Ладога стала после Анциловой регрессии.

Около 8000 л.н. окончательно растаяли материковые льды, и в связи с подъемом уровня мирового океана началась стадия Литоринового моря. Воды Северного моря через Датские проливы стали поступать в Балтику. Осолонение Балтики происходило постепенно с юга на север. Амплитуда Литориновой трансгрессии составляла 27 м в южном регионе Балтики и лишь несколько метров в ЮВ Финляндии. Воды Литоринового моря также не поступали в Ладогу, о чем свидетельствует отсутствие морских диатомовых водорослей в Ладожских отложениях этого времени (Абрамова, Давыдова, 1966).

Интенсивное таяние материковых льдов вызывало гляциоизостатическое воздымание Скандинавского кристаллического массива (Мещеряков, 1961). Подъем котловины Ладожского озера на севере и опускание на юге способствовали Ладожской трансгрессии. Существование самостоятельной трансгрессии в Ладожской котловине в суббореальное время впервые обосновал Ю. Айлио (Ailio, 1915). Одной из причин трансгрессии считается открытие стока из системы озер Саймаа (Финляндия) в Ладожское озеро 5000 лет назад. Существует множество оценок времени Ладожской трансгрессии (Квасов, 1975). Последние сведения по радиоуглеродному датированию донных отложений Ладожского озера (Арсланов и др., 1996) позволили уточнить и ее начало, и продолжительность.

В Южном Приладожье определение абсолютного возраста прослоев торфа показало, что торфяники, подстилающие пески Ладожской трансгрессии, имеют возраст в кровле 4340–4380 лет. Датировки, полученные из подошвы торфяников, перекрывающих пески Ладожской трансгрессии, свидетельствуют о том, что регрессия озера началась 3970 л.н. Продолжительность ее, таким образом, составляет



около 400 лет. На южном побережье Ладоги трансгрессия достигла своего максимума примерно на 600 лет позднее по сравнению с ее началом (~ 5000 л.н.) на севере. Здесь были затоплены большие площади приладожских низин. При этом в северо-восточной части заметного увеличения глубины Ладожского озера не происходило из-за опережающего изостатического поднятия. На Валааме это поднятие проявилось слабее.

Для Ладожской трансгрессии выделяются два этапа собственно трансгрессии и два этапа регрессии. Нижняя терраса Ладожской трансгрессии в Южном Приладожье находится на абсолютной высоте 9 м, верхняя – 18 м. Время более молодой Ладожской трансгрессии оценивается (Ладожское озеро, 1978) на основании следующих радиоуглеродных датировок:  $2280 \pm 70$  л.н.,  $2240 \pm 80$  л.н.,  $2170 \pm 120$  л.н., полученных из древесины, погребенной под береговыми валами между г. Питкярантой и пос. Салми. Эти береговые образования второй Ладожской трансгрессии находятся на абсолютной высоте 15–16 м. Авторы считают, что главной причиной, вызвавшей подъем уровня водоема, являются голоценовые неотектонические движения, направившие сток воды из озерной системы Большая Сайма вместо Финского залива в Ладожское озеро по р. Вуоксе 5000 л.н. (Saarnisto, 1970). Вуокса – самая геологическая река Карельского перешейка – река тектонических ущелий и каньонов – чутко реагировала на малейшие движения и энергично меняла свое русло. Во время второй Ладожской трансгрессии на месте северо-западного залива Ладоги возникли озера Вуокса и Суходольское. Это период катастрофических землетрясений.

Подъем котловины Ладожского озера на севере и опускание на юге около 2000 л.н. вызвали прорыв порога стока в районе рек Мга и Тосно, что привело к образованию р. Невы (вторая Ладожская трансгрессия). Произошел спуск Ладоги до современного.

Речная сеть после окончания движения льдов и с началом таяния оказалась очень разветвленной. Реки текут в приледниковую долину с севера (со льда) и с юга, с Валдайской возвышенности, что свидетельствует о структурной перестройке речной сети при образовании Валдайской возвышенности. В структуре речной сети Приладожья проявлены левосторонние сдвиговые дислокации, наиболее четко в долинах рек Янисъйоки, Тохмаййоки, Уксунйоки, Тулемаййоки, Вуокса и др.

#### 1.6. «ЖИВАЯ ТЕКТНИКА» СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ АКВАТОРИИ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА. ПАШКО-ЛАДОЖСКАЯ ГОРСТО-ГРАБЕНОВАЯ СИСТЕМА

Наиболее интенсивные тектонические движения в южной части Фенноскандинавского щита определяются краевой флексурой Полканова, тектоническая активность которой проявляется с предьятулийского времени и вплоть до современности (Светов, 1979). В современную историческую эпоху с геофлексурой были связаны такие катастрофические явления, как крупные разрушительные землетрясения и подтопление побережья Голландии и Дании. Это одна из наиболее активных тектонических структур в Карелии и юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Она контролировала размещение позднекайнозойского покровного ледникового щита и определяла границу мегасводового поднятия Фенноскандии (современной и всех предыдущих эпох гляциоизостазии).

Новейшие и современные тектонические движения краевой части Фенноскандинавского щита обычно наследуют древние тектонические движения и позволяют проследить эволюцию тектонического развития. Особый интерес в этом плане представляет Пашско-Ладожская горсто-грабенная система. Ее возраст многими исследователями определяется возрастом слагающих ее рифейских вулканогенно-осадочных образований. В частности, А. В. Амантов и Т. А. Спиридонов (1989) считают, что элементы залегания рифейских и иотнийских толщ Пашско-Ладожской грабен-синклинали Ладожского озера определяются ее морфологией и блоковой структурой. Однако результаты палеогеографического анализа областей рифейско-вендского осадконакопления показали, что ограничения седиментационных бассейнов лишь депрессиями грабенов не совсем корректны (Светов, Свириденко, 1995). В большинстве случаев границы седиментационных бассейнов не соответствуют границам современных горсто-грабеновых систем. Вероятно, значительная часть этих грабенов сформировалась в результате разрушения осадочного чехла в ходе тектоно-магматической активизации. Это касается прежде всего Пашско-Ладожской горсто-грабенной системы. Оценить время ее образования позволяет изучение тектоники среднерифейского Валаамского силла, полого залегающего в вулканогенно-осадочных породах салминской свиты. Грабен вписывается в систему ортогональных разломов, параллельных и перпендикулярных флекуре с очевидной продольной и поперечной асимметрией. Общее погружение рифейских осадочно-вулканогенных толщ и силла юго-восточное, в соответствии с погружением  $3-5^\circ$  или менее на юго-восток в сторону Русской плиты. Горсто-грабенная система, таким образом, кинематически строго контролируется напряжениями изгиба параллельно и перпендикулярно оси флексуры. В целом горсто-грабенная система характеризуется длительной историей тектонического становления и развития и

тесно связана с историей формирования котловины Ладожского озера. Можно выделить 4 стадии ее формирования и развития.

Первая стадия – это формирование в среднерифейских вулканогенно-осадочных породах в предкотлинское время (около 600 млн л.н.) грабенообразной депрессии. Когенетичные Валаамскому силлу дайки сортавалитов приурочены к ортогональной по отношению к геофлексуре системе разломов. Впоследствии они наследуются горсто-грабеновой системой. В связи с дальнейшим развитием флексуры Полканова, положившим начало общей фанерозойской тенденции к воздыманию Балтийского щита и погружению Русской плиты, в осевой линии флексуры произошла трансформация грабенообразной депрессии в Пашско-Ладожскую горсто-грабеновую систему.

Со второй стадией ее развития связано формирование мезозой-кайнозойских кор выветривания, которые широко известны в пределах Валаамского силла. Знакопеременные глыбово-волновые движения пра-Фенноскандии на фоне общего сводового воздымания в мезо-кайнозое привели к глубокому континентальному выветриванию и значительной пенеппенизации свекокарельского чехла. В процессе пенеппенизации было снесено до 500 м мощности кристаллических пород. Валаамский силл оказался на поверхности.

Третья стадия формирования Пашско-Ладожской горсто-грабеновой системы происходит в неотектоническую эпоху и связана с историей образования котловины Ладожского озера. Интенсивные неотектонические блоково-глыбовые движения во флексуре, очевидно, проявились в связи с ускоренной дегляциацией Скандинавского ледяного щита и возросшими амплитудами радиальных движений, относящихся к рубежу 14–15 тыс. л.н. К тому времени формирующаяся котловина была занята льдами Ладожской лопасти и не подверглась заполнению ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями. В наиболее глубокой, северной ее части горсто-грабеновая система характеризуется резкими тектоническими ограничениями ступеней и перепадами высот блоков с глубинными отметками 100, 140, 180, 200 и 242 м. Высотные отметки Валаамско-Салминской островной гряды достигают 51,8 м (о. Скитский). Таким образом, перепад высот блоковых перемещений превышает 250 м. При образовании котловины Ладожского озера тектонические вертикальные движения имели решающее значение в деструкции осадочного чехла и отнятия на свекокарельском кристаллическом основании. Следует отметить, что эти зоны имеют явно наследованный эпирифейско-вендский и эпифанерозойский характер.

В восточной части Питкярантско-Салминского берега Ладожского озера геологическими исследованиями в ходе геолого-съемочных работ и керновым бурением выявлена сложно-блоковая структура. Горсто-грабеновая система охватывает юго-восточную часть Салминского массива гранитов рапакви, как бортового приподнятого участка Пашско-Ладожского грабена горсто-грабеновой системы с линейно вытянутыми протяженными разломами северо-западного простирания ( $315^\circ$ ) и подчиненными поперечными разломами, ориентированными в направлении СВ  $60^\circ$ . Крупноблоковая структура этой береговой части представляет систему блоков с разной относительной величиной сбросов и взбросов. Таким образом, в поперечном сечении система двух грабенов разделена центральным Валаамским горстом. Ладожский более погруженный грабен – с запада от осевого горста и Пашский менее погруженный и ступенчатый грабен – с востока (рис. 1).

Северное ограничение Пашско-Ладожской горсто-грабеновой системы неотчетливо. Видимо, здесь имело место сочетание продольных и поперечных разломов, проявившихся при заложении котловины Ладожского озера. Оно-то и повлияло на обретение ею формы правильного прямоугольника, в котором северо-западная часть испытала наибольшее воздымание. В южной части Ладожского озера к долинам рек приурочен пояс высоких мощностей четвертичных отложений (более 120 м), сформировавшихся в ходе дегляциации.

Заключительная четвертая стадия формирования Пашско-Ладожской горсто-грабеновой системы относится к новейшему времени, позднеледниковью и к голоцену, о чем свидетельствует:

- тектонический абразионно-денудационный тип берегов Ладожского озера, наличие фиордов,
- первозданный вид тектонических уступов береговых утесов с едва затронутым выветриванием плоскостей,
- нарушения в залегании четвертичных обломочных и глинистых отложений, перекосы береговых террас и валов галечников,
- зияющие трещины, раздвиговые долины между тектоническими уступами, дно которых vyplнено ленточными глинами,
- совершенно свежие, но охваченные молодой порослью сейсмообвалы,
- сейсмодислокации в коренных породах со следами сдвиговых дислокаций,
- нарушение палеического ледниковой поверхности с амплитудами до 0,7 м (maxim), но возможно и более,

- наложение зон трещиноватости и блоковых движений, когда эвразийские котлы на высоте 20 м разбиты по диаметру, одна стена из которых сброшена на более чем 20 м (залив Импилахти, сообщ. Лукашева А. Д.),

- смещение поперечное ванн ледникового выпавивания до 0,5 м,
- гравитационное сползание крупных блоков скальных пород с отрывом от их массива.

После того как была сформирована котловина Ладожского озера, в позднейшее время, Пашско-Ладожская горсто-грабеновая система проявила себя в строении Валаамско-Салминской островной гряды (рис. 3), где ее приподнятым блокам соответствуют острова, а опущенным – водные пространства Ладожского озера. Таким образом, Пашско-Ладожская горсто-грабеновая система и флексура Полканова образуют сопряженную парную геокинематическую систему, активно формирующуюся и в настоящее время.

### 1.7. ЛАДОЖСКАЯ НЕОТЕКТЕНИЧЕСКАЯ РАДИАЛЬНО-КОЛЬЦЕВАЯ СТРУКТУРА

Акватория Ладожского озера и прилегающая территория имеют радиально-кольцевое строение (рис. 12), характеризующееся длительной историей формирования. Выявление современной структуры как неотектонической при ее кольцевой форме ставит множество вопросов. Край щита, зона сочленения с Русской плитой, краевая флексура, Скандинавское поднятие, радиальная система горстов и грабенов – это общерегиональные факторы формирования кольцевых структур.

Типоморфными признаками рассматриваемой структуры являются: асимметрия глубин дна северной и южной частей акватории озера, радиальное размещение фиордов, нижних частей речных долин и шельфовых бухт по отношению к центру озера, а также ярко выраженная, возрастающая к северу ступенчатость рельефа с четкими уступами южной экспозиции и взброшенностью южных краев эрозионных плато, коренного плато и прибрежного бенча.

Ярким признаком кольцевой структуры является северный берег Ладожского озера, а именно – фиорды шельфовой и немного изогнутой формы. Длина фиордов 8–10 км. Им нередко свойственна большая глубина. Их ширина от шелей до 1,5–2 км. Щели развиты между куполами Питкярантской группы, а также к востоку от бухты Терву, Марьялахти. Угол между зияющими центрально ориентированными трещинами и элементами морфоструктуры шхер северного берега постоянен и равен приблизительно 5–10°. Он мог возникнуть от левостороннего сдвига.

Морфоструктура Ладожской радиально-кольцевой структуры (ЛРКС) соответствует котловине Ладожского озера, испытавшей современные блоковые дифференцированные движения общего воздымания. С инверсией связано формирование ступеней современного рельефа, Балтийско-Ладожского глинта, ордовикского плато, морфоструктуры Приозерской низменности, расчленение палеической поверхности позднекайнозойского оледенения и формирование возвышенностей и эрозионно-тектонических останцов.

ЛРКС имеет несколько центров симметрии с близкими радиусами. Это географический центр котловины озера. Его радиус близок радиусу Валаамско-Салминской островной гряды, радиусу шхер и радиусу геометрического центра неотектонической структуры. Все они лежат на продольной осевой линии Восточно-Европейской платформы (Светов, Свириденко, 2005), что, вероятно, обусловлено перекосом Фенноскандинавского щита и Русской плиты. Видимо, в этом причина некоторой удлиненности рассматриваемой структуры в северо-западном направлении.

Раму радиально-кольцевой структуры образуют структурно-вещественные комплексы (рис. 12): свекокарельский вулcano-плутонический, раннерифейский габбро-анортозит-рапакивигранитный, среднерифейский вулканический, вендский осадочно-вулканогенный и фанерозойский осадочный. Начало формирования радиально-кольцевой структуры было положено образованием Салминского центра эндогенной магматической активности (мантийного диапира) в свекокарельскую эпоху (Светов, Свириденко, 2005). Энергоносителями при формировании диапира служат флюидный мантийный поток и мантийная базитовая магма. Распределение разновозрастных вулканических центров Салминского ЦЭМА свидетельствует о центростремительном характере развития магматизма (рис. 1). При этом формирующаяся вулcano-тектоническая структура Салминского ЦЭМА также имеет признаки радиально-кольцевой организации. Главной причиной начала становления кольцевой структуры (свода) в связи со свекокарельским мантийным диапиром в Северо-Западном Приладожье явилась гравитационная неустойчивость разуплотненной литосферы в связи с вулcano-плутонизмом и гранитизацией вновь образованной коры. Связующим звеном в формировании радиально-кольцевого характера структуры в столь широком временном интервале служит краевая радиальная флексура Полканова. На ранней стадии развития ее роль в структурной организации земной коры проявлена менее отчетливо, чем в завершающую неотектоническую стадию, но она контролировала образование высокоэнергетической зоны мантийного диапира (Светов, Свириденко, 2005).



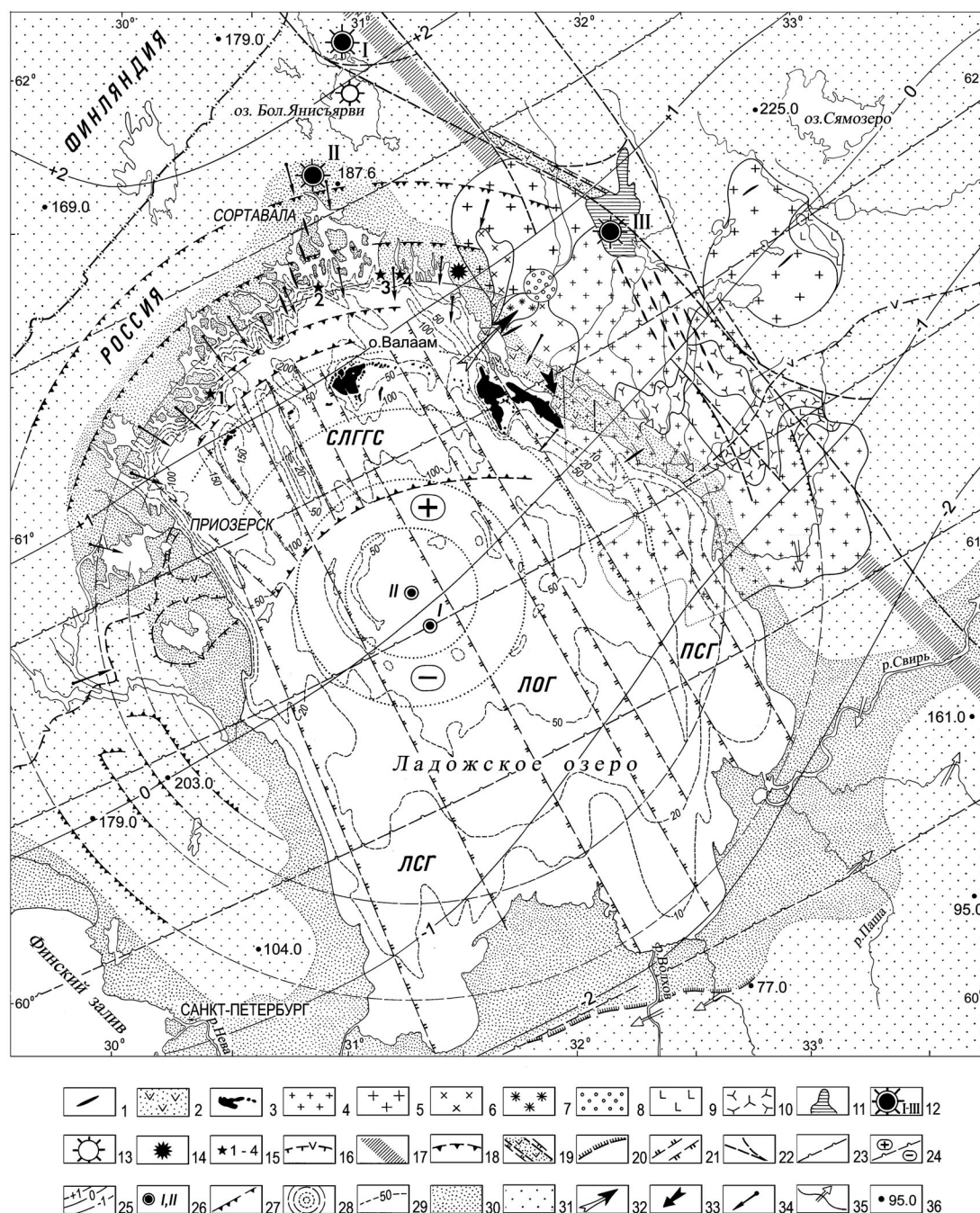


Рис. 12. Ладожская неотектоническая радиально-кольцевая структура:

1 — дайки долеритов (сортавалитов); 2 — среднерифейские базальты; 3 — долериты, монцониты, сиениты Валаамского силла; 4 — выборгит; 5 — равномернозернистый биотитовый гранит; 6 — неравномернозернистый биотитовый гранит; 7 — питерлит; 8 — порфировидный гранит, гранит-порфир; 9 — габбро-анортозит; 10 — монцонит, кв. сиенит; 11 — свежикарельский вулканоплутонический комплекс; 12 — людиловийские эруптивные центры: I — Янисъярви, II — Кирьявалахтинский, III — Туломозерский; 13 — рифейский эруптивный центр Бол. Янисъярви; 14 — раннерифейские туффизиты; 15 — эруптивные центры калевийских вулканидов; 16 — вендский осадочно-вулканогенный комплекс; 17 — шовная зона Карельского и Свекофеннского геоблоков; 18 — субширотные ограничения Пашско-Ладожской горсто-грабеновой системы; 19 — среднерифейский вулканический комплекс; 20 — Балтийско-Ладожский глинт ордовикского плато; 21 — СЗ границы блоков Пашско-Ладожской горсто-грабеновой системы; 22 — разломы и сдвиговые деформации, сопутствующие шовной зоне Карельского и Свекофеннского геоблоков; 23 — краевая радиальная флексура, разделяющая области поднятия Фенноскандинавского щита и опускания Русской плиты; 24 — области поднятия (+) и области опускания (-); 25 — изолинии зон поднятия и опускания; 26-I — географический центр Ладожского озера; 26-II — геометрический центр ЛРКС; 27 — ступени современного рельефа; 28 — Ладожская радиально-кольцевая структура Салминского ЦЭМА; 29 — граница ложа Ладожского озера; 30 — морфоскульптуры Приозерской низменности; 31 — палеическая поверхность позднекайнозойского направления; 32 — направление растекания рифейских платобазальтов; 33 — направление погружения пластового оледенения тела выборгитов Салминского плутона; 34 — радиальная ориентировка фиордообразных заливов и разделяющих их шхер; 35 — направления изгибов тальвегов долин речной сети, фиксирующие левосторонние сдвиговые деформации коренного ложа; 36 — возвышенности и эрозионно-тектонические останцы

В неотектонический период региональные изостатические движения вдоль краевой флексуры Полканова контролируют формирование Ладожской кольцевой неотектонической структуры. Контрастность деструктивных структур эпирифейского пенеплена (север) и фанерозойского чехла (юг) очевидна, так как они расположены по разные стороны флексуры. Северу характерны значительные градиенты общих поднятий и опусканий, резкая очерченность радиальных разрывных зон, югу — сглаживание и закручивание элементов радиальной и кольцевой формы, сильные процессы ледниковой экзарации. Чем интенсивнее воздымание свода, тем больше смещение к югу оси геофлексуры, т. е. радиус свода возрастает. Показателем кольцевого строения ЛРКС является речная сеть Приладожья, которая радиальна относительно ее центра, а тальвеги долин фиксируют изгибами левосторонние сдвиговые деформации коренного ложа. Сдвиги речных долин характерны для Янисъйоки, Кименйоки, Тохмайоки, Уксунйоки, Тулемайоки, Вуоксы и многих других. Левосторонние сдвиги — главнейший фактор развития морфогенеза речной сети и отражают формирование структуры кручения. Таким образом, на ранней, докембрийской, стадии формирования радиально-кольцевой структуры (мантийный диапир) ведущая роль принадлежала волновым процессам мантийного тепломассопереноса, а в заключительную, неотектоническую, стадию — кинематике колебательных глыбово-волновых радиальных движений.

#### 1.8. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ. РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ И ТИПЫ РЕЛЬЕФА

Рельеф Фенноскандинавского щита — результат геологической эволюции продолжительностью более 3,5 млрд лет. Одной из главных особенностей геологии рассматриваемой территории является, с одной стороны, широкое развитие древнейших докембрийских пород, слагающих докембрийский кристаллический фундамент Фенноскандии, а с другой — повсеместное распространение на нем чехла рыхлых четвертичных отложений. Рельеф Карелии деструктивно-аккумулятивный (табл. 2). Это преимущественно область древних пенепленов, деструктивно усложненных. Типы рельефа чрезвычайно разнообразны. Общей особенностью современного рельефа является сочетание открытых кристаллических пород, площадей едва покрытых чехлом рыхлых отложений, а также заболоченных и озерных площадей с кристаллическим основанием. Поверхность дочетвертичных пород является основой, на которой формировался современный рельеф. Она подвергалась эрозии, денудации, экзарации, тектоническим движениям, в результате чего формировались разновозрастные морфоструктуры денудационно-тектонического и структурно-денудационного типов рельефа.

На большей части Карелии четвертичные отложения представлены лишь поздневалдайским оледенением (ледниковые и водно-ледниковые) и голоценом. Их малая мощность в Восточной Фенноскандии (в среднем 7–10 м) объясняется преобладанием ледниковой эрозии над аккумуляцией (Елина и др., 2000). Четвертичные отложения преимущественно залегают непосредственно на экзарационной поверхности кристаллического фундамента. Это ледниковые, морские, озерные, озерно-аллювиальные отложения. Более древние оледенения оставили свои следы лишь в Южной и Юго-Восточной Карелии. Видимо, происходило уничтожение последующим ледником следов предыдущего. Ледниковые отложения неоднократно переотлагались. Снос на юг был весьма значительным. Отложения заполнили долины крупных рек и днища озер, однако значительная часть рыхлого материала снесена на Русскую плиту (Валдайская возвышенность, Судомская возвышенность). Омоложение четвертичных отложений в северо-западном направлении очевидно по логике дегляциации. Между первыми и последним оледенением на щите отсутствуют крупные прогибы, грабены, депрессии. Но главное время формирования и видоизменения ландшафтов Фенноскандии — позднеледниковье и голоцен. Кристаллический фундамент подвергся многократной экзарации — ледниковому выпаживанию и разносу материала ледниковыми покровами. Значительная увлажненность северных широт Карелии является главной причиной обилия озер, речной сети и обилия болот. Основой, на которой формировался современный облик рельефа Карелии, является структура и морфоструктура кристаллического фундамента. Именно на ней развивались рельефообразующие процессы экзарации, абразии, эрозии, выветривания.

Велика роль остаточного гляциоизостатического воздымания Фенноскандии и активной неотектонической структурной перестройки на этом фоне. Эффект воздымания составляет более 400 м от нижней точки до современных абсолютных отметок.

Физико-географически рассматриваемая территория делится на 3 зоны: гористую до Янисъярви с докембрийским фундаментом (север), плато на палеозойском фундаменте Русской плиты (юг), зона великих озер Европы Ладожского и Онежского представляет центр. Каждая из перечисленных зон характеризуется свойственными ей типами рельефа.

Рельеф севера представляют Западно-Карельская возвышенность, гряды Сальпаусселькя I, II, III, Среднекарельская денудационная равнина, Вяртсильско-Туломозерская равнина.

Т а б л и ц а 2. Рельефообразующие факторы и типы рельефа Приладожья

Генетические типы рельефа	Рельефообразующие факторы	Главные элементы рельефа и формы	Наиболее типичные примеры морфоскульптур
Денудационно-тектонический	Изостатическое (гляцио) поднятие историко-геологическая тенденция ФСЦ к сводовому поднятию	<ul style="list-style-type: none"> <li>• скалистые массивы</li> <li>• депрессии тектонические</li> <li>• горные гряды (антиклинали)</li> <li>• тектонические блоки, останцовые поднятия и депрессии</li> <li>• ступени рельефа</li> <li>• фанерозойские пенеплены</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Олонецкая возвышенность</li> <li>• тектоно-эрозионный рельеф (типа горной Швейцарии)</li> <li>• ступени (куэсты) Мал. Янисъярви</li> <li>• тектонически поднятые блоки (возвышенности), тектонически опущенные блоки (болота, низменности, котловины) (озерные криптокотловины, их дно ниже уровня моря)</li> <li>• купольные структуры — Кортела, Импилахти, Коккаселькя</li> </ul>
Денудационно-тектонический	Общее гляциоизостатическое поднятие	<ul style="list-style-type: none"> <li>• фиордовые долины</li> <li>• тектонические рвы</li> <li>• уступы, утесы</li> <li>• спрямленные речные долины</li> <li>• куэстовый тектонический рельеф</li> <li>• сводовые купольные поднятия (локальные)</li> <li>• горсто-грабеновые системы</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• система неотектонических каньонов р. Вуоксы</li> <li>• перекосы береговых террас Ладоги</li> <li>• неотектоническая Ладожская радиально-кольцевая структура</li> <li>• эскарпы и тектонические уступы</li> </ul>
	Неравномерные глыбово-блоковые активизированные движения	<ul style="list-style-type: none"> <li>• зияющие трещины</li> <li>• прибрежный бенч</li> <li>• тектонические останцы</li> <li>• скальные пьедесталы</li> </ul>	
	Землетрясения	<ul style="list-style-type: none"> <li>• сейсмообвалы</li> <li>• сейсмодислокации</li> <li>• сейсмоуступы и рвы</li> <li>• сейсмобросы и сдвиги</li> </ul>	
Озерный морской	Абразионная деятельность крупных озер	<ul style="list-style-type: none"> <li>• береговые клифы</li> <li>• абразионные берега (шхерные)</li> <li>• абразионные уступы</li> </ul>	
	Переотложение осадков в прибрежных зонах в условиях штормов	<ul style="list-style-type: none"> <li>• береговые валы</li> <li>• озерные террасы</li> </ul>	
Ледниковый экзарационный и аккумулятивный	Механическое выпахивание ледниковыми лопастями	<ul style="list-style-type: none"> <li>• палеические поверхности</li> <li>• ледниковые ванны</li> <li>• ледниковые тропи</li> <li>• шхеры</li> <li>• моренные гряды, холмы</li> <li>• озерные котловины</li> <li>• бараны лбы</li> <li>• курчавые скалы</li> <li>• сельги (длинные моренные гряды)</li> <li>• горные кары</li> <li>• краевые морены</li> <li>• карлинги (тунтури)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• карбовый уступ (плато) Андомской возвышенности</li> <li>• Андомская возвышенность</li> <li>• девонское плато</li> <li>• Лембовская возвышенность</li> <li>• гранитов рапакиви всхолмленная равнина</li> <li>• морские гряды у д. Погранкондуши</li> </ul>
Одноледниковый	Снос и аккумуляция терригенного материала тающими ледниковыми водами	<ul style="list-style-type: none"> <li>• зандровые поля</li> <li>• озовые гряды и камы</li> <li>• долины стока</li> <li>• морские галечные террасы</li> <li>• каменные плато-перемытые равнины</li> <li>• песчаные зандровые равнины</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Виссу, Пальозеро</li> <li>• Олонецкая низина (холмистая равнина) с мощными четвертичными отложениями</li> <li>• Сельговый рельеф, насыпные формы рельефа, аккумулятивный водно-ледниковый рельеф</li> <li>• Магистральные озовые системы (см. Ладожское озеро., 1978)</li> <li>• Флювиогляциальные дельты и зандры стадии Сальпаусселькя 1 вдоль Финляндской границы</li> </ul>
Аллювиальный	Речной снос и аккумуляция рыхлого материала	<ul style="list-style-type: none"> <li>• речные дельты</li> <li>• Невская долина</li> <li>• каньон р. Тулемайоки</li> <li>• меандровые участки</li> <li>• перехваты рек</li> <li>• каменные реки, курумы</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• дельта р. Свири</li> <li>• палеодолина р. Свири</li> </ul>
Эоловый	Современная ветровая эрозия и аккумуляция	<ul style="list-style-type: none"> <li>• песчаные дюны</li> <li>• движущиеся пески</li> </ul>	район п. Видлица на восточном побережье
Элювиальный	Баланс осадков в виде снега и дождей, озоновый температурный режим	<ul style="list-style-type: none"> <li>• коры выветривания</li> <li>- химические</li> <li>- физические</li> <li>• орисанги</li> <li>• трапповые террасы</li> <li>• висячие болота (плато)</li> <li>• верховые болота</li> </ul>	ур. Хаукатунтури, Петсевара

Все возвышенности (за исключением гряд Сальпаусселькя) являются прямым отражением в рельефе древних геологических структур, т. е. это морфоструктуры. Типичным примером является Западно-Карельская возвышенность. Она начинается с широты озера Верхнее Куйто и представляет собой возвышенное плато кристаллических пород. Это древний пенеппен эрозионно расчлененный, ложе оледенений. Гряды Сальпаусселькя – краевые образования ледника, сформированные в условиях ледникового и водно-ледникового литогенеза у края ледника. Главные формы их рельефа – моренные холмы, краевые морены, гряды, флювиогляциальные дельты, зандровые поля.

Вяртсильско-Туломозерская равнина прослеживается вдоль шовной зоны между Карельским и Свекофенским геоблоками (рис. 1). Со стороны Карельского геоблока четко проявлена неотектоника: блоковые движения, сдвиговые. Поднятые края закрученных сдвигов наблюдаются на высоте с отметкой 170–120 м.

Ладожское и Онежское озера центральной зоны выполняют криптокотловины, дно которых ниже уровня моря (криптодепрессии). Формирование их тесно связано с краевой радиальной флексурой Полканова, а также с развитием последнего оледенения.

Депрессия Ладожского озера вызвана историко-геологическими причинами. Она прошла по зоне перегибов двух сводов, образовавшихся в раннем рифее в связи с развитием Салминского и Выборгского центров эндогенной магматической активности (Светов, Свириденко, 2005) и формированием соответствующих габбро-анортозит-рапакивигранитных плутонов. Осевая линия краевой флексуры Фенно-скандинавского щита проходит через центр Ладожского озера. По оси флексуры через Ладожское озеро тянется нулевая линия изостатических движений – щит поднимается, а Русская плита более стабильна (дифференцированные замедленные движения).

Главными факторами длительно развивающегося рельефа Карелии являются тектоника, денудация и оледенения, действующие в разное время и с различным эффектом. Влияние тектонического фактора в докембрийский период сказывалось на образовании докембрийских морфоструктур кристаллического фундамента в связи с формированием локальных и региональных купольных и складчатых структур. Кристаллический фундамент архея, нижнего и среднего протерозоя к современному рельефу имеет косвенное отношение (исключительно через вещественный состав супракрустальных и инфракрустальных образований как субстрата, на котором формировался рельеф на всем геологическом интервале времени). Структура кристаллического фундамента Приладожья может служить примером направленного последовательного развития морфоструктур. Древние структуры – это пассивные элементы региональной структуры. Они представляют собой структуры вынужденные.

Главное влияние на формирование ступенчатого характера рельефа оказала неотектоника. Выделяются следующие главные ступени рельефа:

1 ступень – отроги Западно-Карельской возвышенности 140–200 м;  
2 ступень – 160–180 м – Приладожская глыбово-блоковая морфоструктура;  
3 ступень – 120–60 м – Салминская денудационная равнина на гранитах рапакиви (на севере до 120–80 м и на юге – 80–60 м). Таким образом, наблюдается перекося Салминской денудационной равнины с падением на юг. Разница составляет 30–40 м;

4 ступень (+ 20 до – 60 м) – Олонецкая морфоструктура, представляющая собой денудационную равнину на палеозое, а также древние поперечные долины, погребенные четвертичные отложения мощностью до 80 м. Здесь предполагается область новейших погружений (озерно-ледниковые отложения, озерные равнины);

5 ступень – котловина Ладожского озера (– 50 до – 230 м). В северной части озера средняя глубина составляет 120–140 м, в центральной части 100–50 м и в южной мелководной – 20–15 м. Наблюдается перекося Ладожской морфоструктуры. Юг слабо погружается, а в северной части наблюдаются контрастные движения.

В отличие от структуры кристаллического фундамента современные неотектонические структуры – это структуры диссипативные, о чем свидетельствует идентичный характер блоково-глыбовых структур южной части Фенноскандии, сопряженных с геофлексурой. Он одинаков от Белого моря – Ладоги – Финского залива до Бергслагена – Консберг-Бамбле, построен по совершенно одному образу и представляет собой систему блоков с разделяющими их разломами.

Пройдя точки бифуркаций ряда сменявшихся тектоно-магматических циклов, новая система «не помнит» ранних условий. Направленное необратимое развитие земной коры от бифуркации к бифуркации переводит позднюю систему в такое состояние, которое не испытывает влияния предыдущих. Реконструкция палеорельефа архея в реконструкции палеорельефа голоцена едва ли каким-то образом соотносятся. За длительный период геологического времени произошла смена платформенных и протоплатформенных чехлов, имели место влияющие на структуру земной коры эпохи региональной гранитизации. Осуществлялся режим сводово-мегасводового воздымания.



Особая роль в формировании рельефа зоны сочленения Фенноскандинавского щита и Русской плиты принадлежит краевой флекуре Полканова. Она столь долгоживуща, что это своего рода рычаг, балансирующая в соотношении коры и мантии, начиная с ятулия (около 2300 млн лет) и до современности. Мотор воздымания щита – слабые колебания Русской плиты. Тектоника блоковых и глыбовых движений активно проявлялась в мезозойский период в связи с поднятием Фенноскандинавского щита. Тогда существовал режим континентального выветривания и пенепленизации, и формировались денудационные поверхности выравнивания. Ярким отражением тектонической обстановки являются также структуры речных долин.

Главные черты современного рельефа обусловлены ледниковой и водно-ледниковой аккумуляцией и эрозией, поздне-последледниковой деятельностью морей и озер. Таким образом, ледниковый фактор ответственен за экзогенные процессы, связанные с последним оледенением и формированием морфоскульптур.

## ГЛАВА 2

### ИЗ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ

В геологической науке нашей страны и мира Фенноскандинавский щит является признанным полигоном изучения докембрия континентов. Приладожье служит одним из ключевых районов, где не только разрабатывались основы современной региональной стратиграфии докембрия, но и формировались общие принципы геологической эволюции и металлогении свекокарелид Карелии и щита в целом. Основополагающими стали исследования докембрийских образований Юго-Западной Карелии Н. Я. Озерецковского, Г. П. Гельмерсена, П. В. Пузыревского, А. А. Иностранцева, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, И. И. Седерхольма, П. Эсколы, А. А. Полканова, К. О. Кратца, Н. Г. Судовикова, К. А. Шуркина и Л. Я. Харитоновой и др.

Приладожье признается классической областью развития раннепротерозойских образований свекокарелид и стратотипической местностью развития здесь сортавальской и ладожской серий. Сюда прослеживаются геологические структуры раннепротерозойских пород из Финляндии. Свекокарелиды Приладожья представляют особый интерес, поскольку здесь они находятся уже в других тектонических условиях (по сравнению с одновозрастными образованиями Центральной Карелии). Кроме того, на сравнительно небольшой территории Северного Приладожья сосредоточены разновозрастные геологические комплексы от раннего архея до позднего протерозоя. Здесь находится крупнейшее в Европе Ладожское озеро с хорошо обнаженной прибрежной зоной.

Активное проявление в Юго-Западной Карелии неотектоники указывает на особую важность проблемы геоэкологии. Необходимо учитывать густую населенность региона и близость Санкт-Петербурга, для которого Ладожское озеро является главным источником водоснабжения.

#### 2.1. ДОСВЕКОКАРЕЛЬСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ

Изучение Северного Приладожья началось еще в XIX в. как российскими, так и финскими исследователями. Досвекокарельский фундамент в Северном Приладожье наблюдается в ядрах куполов или овальных поднятий в северной части рассматриваемого региона, примыкающей к зоне сочленения с Карельским геоблоком (рис. 2). Термин «поднятия» введен Трюстедтом (Trüstedt, 1907), относившим гранито-гнейсы центральных частей этих структур (а также амфиболиты и гнейсы) к доладожскому комплексу. П. Эскола эти структуры выделил как «окаймленные гранито-гнейсовые купола» (Eskola, 1949), ядра которых представлены гранито-гнейсами, а окаймляющие оболочки — амфиболовыми сланцами сортавальской серии. В настоящее время за ними закрепился термин «купол». Позже была предпринята попытка объяснить формирование этих поднятий нелинейного типа иначе — наложением разновозрастных, различно ориентированных складчатых деформаций (Геологическое развитие..., 1970).

На протяжении более полувека велась дискуссия о тектонической природе этих структур, составе ядерных частей и о характере соотношения ядер и оболочек (Судовиков, 1954; Шуркин, 1958; Предовский, 1966; Геологическое развитие..., 1970; Черноморский, 1980; Григорьева, Шинкарев, 1981; Сеница, 1984; Шульдинер и др., 1996). Позднее была предложена разработка модели куполообразования (Летников, 1975;

Летников и др., 2000). В настоящее время стало очевидным, что соотношение ядерной части купола с его оболочкой зависит от уровня глубинности (т. е. при блоковой структуре региона оно может различаться для различных купольных структур). Нет необходимости продолжать полемику по поводу «куполов» и «поднятий», так как теперь признается, что купола формируются в условиях общего воздымания. Несмотря на дискуссионность проблемы, большинство исследователей сходились во мнении о том, что ядра купольных структур, будучи подверженными неоднократным наложенным процессам, тем не менее представляют собой кристаллический фундамент. Подтверждением тому стало получение изотопного возраста по циркону 2700 млн лет (Тугаринов, Бибикова, 1980). Возраст гранитов Кирьяволахтинского купола оценивается  $2723 \pm 5,4$  млн лет (Вревский, Матреничев, 2007). Ю. А. Морозовым и Д. Е. Гафтом (1985) подробно охарактеризованы вещественные и структурные преобразования центральных частей купольных структур во время свекокарельского тектогенеза.

Сейчас главной проблемой кристаллического фундамента свекокарелид Юго-Западной Карелии является возраст архейского фундамента. На площади Карельского геоблока известны два архейских геологических комплекса: позднеархейский (лопийский) вулканогенно-осадочный гранитизированный чехол и раннеархейский гранулитовый комплекс древнейшего фундамента (Свириденко, 1980). В завершающую стадию позднеархейского тектоно-магматического цикла лопийский вулканогенно-осадочный чехол испытал калиевый метасоматоз и региональную гранитизацию. В результате на Фенноскандинавском щите впервые сформировался гранито-ультраметаморфический слой континентальной земной коры. Гранулитовый комплекс древнейшего фундамента в позднеархейское время испытал диафторез, неравномерно проявленную метасоматическую гранитизацию и мигматизацию.

Диагностическим признаком для корреляции раннеархейского комплекса протокрысы служит слабоболожительный характер регионального гравитационного поля. В противоположность ему области распространения позднеархейского гранитизированного вулканогенно-осадочного чехла (Карельский геоблок) соответствует региональная отрицательная гравитационная аномалия. Поле силы тяжести над породами Юго-Западной Карелии в пределах Свекофеннского геоблока – регионально положительное (несмотря на широкое распространение осадочных пород ладожской серии). Значит, скорее всего, свекокарелиды Свекофеннского геоблока отлагались на раннеархейскую протокрысу, так же как лопийские образования в пределах Карельского геоблока (Светов, Свириденко, 1992).

## 2.2. ИСТОРИЯ СВЕКОКАРЕЛИД

Геологические исследования в Юго-Западной Карелии впервые стали проводиться в XIX в. На самом раннем этапе они осуществлялись, главным образом, русскими геологами (Севергин, 1805; Куторга, 1851; Миклухо-Маклай, 1897 и др.). П. Пузыревский (1866) расчленил кристаллические образования Северного Приладожья на древнейшие гнейсы и более молодую сланцевую формацию. Последняя И. И. Седерхольмом определена как Ладожская формация (Sederholm, 1897). В дальнейшем ее изучение вплоть до 1940 г. велось преимущественно финскими геологами.

В 1888 г. опубликована монография Ф. Ю. Левинсон-Лессинга «Олонецкая диабазовая формация», которая положила начало палеовулканологическим исследованиям свекокарелид. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в числе первых отечественных полевых геологов использовал при определении номенклатуры древнейших магматических пород фациальные признаки палеогеографических обстановок их образования (фациальный анализ) и особенности способа их образования (генетический анализ). Итогом стало дробное и наиболее полное с современных позиций подразделение эффузивной, интрузивной и обломочной групп пород (фаций).

Зону свекофеннид, протягивающуюся через Южную Финляндию от Вермланда в Швеции до Карелии, впервые выделил Рамсей (Ramsay, 1909). Он рассматривал ее как архейскую орогеническую зону. Понятие «карелиды» в геологическую литературу ввел П. Эскола (Eskola, 1925). Они объединяли ятулий, калевий и Ладожскую формацию. Проблема соотношения карелид и свекофеннид оставалась в центре внимания геологических исследований на протяжении ряда десятилетий и особенно активно дискутировалась начиная с 50-х гг. XX в. в связи с систематическим изучением геологического строения Восточной части Фенноскандинавского щита. Самой популярной стала точка зрения Х. Вярюнена (1959), рассматривающего карелиды как континентальные образования в отличие от морских свекофеннид. Она нашла отражение в тектонических построениях Л. Я. Харитонова (1966), согласно которым территория Центральной и Западной Карелии представляет собой срединный гранито-гнейсовый массив, перекрытый карельскими покровными образованиями синклиналий структур и обрамленный с юго-запада ладожскими и калевийскими мигматизированными образованиями. Соотношение их со свекофеннидами все еще недостаточно выяснено. Карелиды долгое время считались более молодыми, чем свекофенниды. По К. О. Кратцу (1963), карелиды представляют собой полноразвитый геосинклинальный цикл.

В 60-х гг. XX в. четко сформировалось 2 направления в развитии литологии докембрия. Одно из них, наиболее полно представленное в работах В. З. Негруцы и Т. Ф. Негруца (1967 и др.), рассматривает стратиграфию протерозоя Карелии как результат пороодообразующих процессов в пределах небольших изолированных бассейнов осадконакопления. Второе направление (Соколов и др., 1970; Светов, 1979), базирующееся на совместных литологических и палеовулканологических исследованиях, отстаивает вывод, что вулканизм и осадконакопление — взаимосвязанные процессы, циклически проявленные в единых обширных мелководных бассейнах при формировании осадочно-вулканогенных чехлов.

Проблема соотношения карелид и свекофеннид перешла на новый уровень в связи с развитием геохронологических исследований в СССР, Финляндии и Швеции, когда удалось установить разновозрастность карельских и свекофеннских образований на всей территории Балтийского щита (Докембрий Скандинавии, 1967). Она остается в центре внимания и в настоящее время (Ранний докембрий..., 2005; Светов, Свириденко, 2005). Одни авторы, используя преимущественно аналитические данные для палеотектонических построений, считают, что свекофеннская провинция представляет собой классический аккреционный ороген (Ранний докембрий..., 2005, с. 630). Что касается Карельской гранит-зеленокаменной области (площадь Карельского кратона), то они, рассматривая общую стратиграфическую последовательность протерозойских отложений (в соответствии с официально принятой стратиграфической шкалой), акцентируют внимание на том, что здесь имеется до двух десятков крупных синклинорных структур и несколько десятков мелких (другими словами, придерживаются концепции Вярюнена, 1959).

Тем не менее, опираясь на многолетние палеовулканологические исследования, как в Центральной Карелии, так и в Северном Приладожье, можно считать (Светов, Свириденко, 2005), что свекокарельский вулканогенно-осадочный чехол на сопоставляемых территориях формировался при одинаковой динамике вулканизма и осадконакопления в условиях единого мелководного бассейна. Поскольку проблема соотношения свекофеннид и карелид все еще остается актуальной, наверное, следует вернуться к ее истории. Геолого-геофизические исследования показали (Земная кора..., 1978; Свириденко, 1980), что карелиды Карельского геоблока и разновозрастные им свекофенниды Свекофеннского геоблока слагают различные слои земной коры. В пределах Карельского геоблока карелиды образуют верхний вулканогенно-осадочный слой, залегающий на позднеархейском гранито-ультраметаморфическом слое. Свекофенниды Свекофеннского геоблока относятся к гранито-ультраметаморфическому слою. Он сформировался здесь еще в протерозое и залегает на протокоре, которая обнажается лишь в Юго-Западной Карелии (слагая центральную часть окаймленных куполов в Северном Приладожье). Протокора испытывала наложенную протерозойскую метасоматическую гранитизацию и не сохранила свой первичный состав.

В целях корреляции этих разновозрастных образований, сформировавшихся в различных структурно-формационных зонах, проводились системные палеовулканологические исследования. Разработанная периодизация сопутствующего и предшествующего вулканизму осадконакопления, выяснялись его палеогеографические обстановки, динамика и режим (Светов, 1979; Вулканизм и седиментогенез..., 1987; Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1992). Их региональной корреляции в пределах всего щита способствовала хорошая геохронологическая изученность в Финляндии и Швеции, а также сопоставимость химического состава разновозрастных комплексов.

Проведенные важные палеогеографические и палеовулканологические исследования позволили выявить динамику главных событий ятулийского осадконакопления и базальтового вулканизма (Соколов и др., 1970; Светов, 1972; Светов, Свириденко, 1991). Возникновение ятулийского бассейна осадконакопления связано с региональной флексурой на границе Беломорского и Карельского геоблоков и приурочено к ее опущенному крылу (протянувшегося от Ветреного Пояса до Шомбозерской ятулийской структуры). Со временем бассейн мигрировал в юго-западном направлении. На площади Свекофеннского геоблока ятулийский платобазальтовый вулканизм проявился достаточно широко, но в весьма угнетенной форме (оз. Мал. Янисъярви, города Йюэнсуу и Куопио в Финляндии, города Лулео и Кируна в Швеции). Здесь ятулийские осадочные формации имеют преимущественно сокращенный разрез, и, видимо, они формировались в условиях возвратных колебательных движений в ходе периодического затопления и осушения в эпиконтинентальных обстановках. К границе среднего и верхнего ятулия приурочены контрастные знакопеременные движения, положившие начало образованию флексурного пегриба на современной границе Карельского и Свекофеннского геоблоков.

Тектонические условия формирования базитовых вулканических комплексов в интервале лодиковия, ливвия и калевия на площади Карельского и Свекофеннского геоблоков были идентичны (Светов, 1972, 1984, 2003; Светов, Свириденко, 1993). Их отличали чрезвычайно спокойные тектонические обстановки колебательных движений. Сопоставление протерозойского (Свекокарельского) вулкано-плутонизма на площади Карельского и Свекофеннского геоблоков выявляет одинаковую эволюционную направленность базитового магматизма, но вулканизм Свекофеннского геоблока



отличается бимодальностью. Кислая ветвь бимодальной ассоциации представлена натриевой серией (так же как и соответствующая ветвь позднеархейской бимодальной ассоциации Карельского геоблока).

Изучение позднеархейских центров эндогенной магматической активности в пределах Карельского геоблока и свекокарельских в Северном Приладожье (Светов, Свириденко, 2005) позволило понять сущность бимодальности магматизма и особенности геотектонических режимов в раннем докембрии. Выясняется, что бимодальный магматизм гранито-ультраметаморфического слоя земной коры (независимо от возраста) связан с ранним этапом формирования докембрийской земной коры континентального типа, который происходит в условиях возбужденной недеплетированной мантии и сопряжен с первичным проявлением мантийного толеитового магматизма. Повторный толеитовый магматизм в зонах, где ему предшествовало формирование бимодального магматизма (свекокарельский магматизм на Карельском геоблоке), не сопровождается кислым коровым магматизмом.

Таким образом, комплексное палеовулканологическое изучение базальтового вулканоплутонизма, кислого корового магматизма и региональной гранитизации позволило выявить их соотношение и понять специфику докембрийской геотектоники. Развитие региональной гранитизации и корового кислого магматизма в докембрийский этап геологического развития Земли не связано с формированием вулканогенно-осадочных чехлов. Оно определяется, главным образом, эндогенной активностью мантии.

### 2.3. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ РИФЕЙСКИХ (БОТНИЙСКИХ) ОБРАЗОВАНИЙ КАРЕЛИИ

Постсвекокарельская история Северного Приладожья связана с глыбово-волновыми движениями литосферы Фенноскандинавского щита и эпохами деструкции и пенеппенизации свекокарельской новообразованной сиалической коры. В составе рифейского комплекса раннерифейские образования подразделяются на вепсийские (1800–1650 млн лет) и ботнийские (хогландские) – 1650–1400 млн лет (в ранге отделов местной стратиграфической шкалы). К числу вепсийских осадочных пород в Северном Приладожье относятся песчаники, алевролиты, базальные полимиктовые конгломераты и светлоокрашенные кварциты и кварцито-песчаники свиты Илола мощностью до 800 м. Характерная особенность ботнийских образований Фенноскандинавского щита – присутствие в их составе плутонов габбро-анортозит-рапакивигранитной ассоциации, приуроченных к южной краевой части Фенноскандинавского щита. По принятой нами ранее (Светов, Свириденко, 1995) региональной стратиграфической шкале ботнийские вулканогенно-осадочные и различные по составу магматические образования формировались в интервале времени  $1650 \pm 50$ – $1400 \pm 50$  млн лет назад (субботний, хогландий, бурзаний).

Интрузиям рапакиви сопутствовал длительный период денудации кратона, который возник после завершения тектонической активности, связанный с геологическим развитием свекокарелид. Для самых молодых докембрийских формаций Фенноскандии И. И. Седерхольмом (Sederholm, 1897) ввел термин иотний, включающий песчаники, диабазы и граниты рапакиви, а также сопровождающие их кварцевые порфиры, диабазы, анортозиты и габбро. Позднее И. И. Седерхольм (Sederholm, 1927) разделил иотний на две группы: верхний иотний, сложенный песчаниками, перекрытыми и перемежающимися с диабазами, и нижний иотний, включающий граниты рапакиви с эффузивными членами. Для субботнийских пород им введен термин хогландий.

Ботнийские осадочные породы встречаются во многих частях Фенноскандинавского щита: на западном берегу Онежского озера, в районе Салми (Кайряк, Хазов, 1967) и, возможно, на дне Ладожского озера. Стратиграфия их рассмотрена А. А. Полкановым (1956). По его мнению, они сформировались в условиях единого мелководного бассейна, занимавшего южную часть Фенноскандинавского щита. Но в настоящее время изотопными исследованиями установлено, что длительность перерывов в пределах Фенноскандинавского щита и его обрамления нередко превышала длительность седиментационных и вулканоплутонических эпох. Рассматривая ранее данную проблему (Светов, Свириденко, 1995), авторы пришли к заключению, что изначальное (практически полное) вещественное наполнение всего интервала времени рифея можно реставрировать, изучая отдельные, изолированные друг от друга структуры.

В ходе длительных периодов сводового воздымания Фенноскандинавского щита и денудации его осадочного чехла в результате не только внутририфейских, но главным образом, фанерозойских структурно-тектонических перестроек, исчезла большая часть разрезов осадочных толщ и вулканических ареалов. По нашим оценкам, из общей продолжительности позднего протерозоя в 1250 млн лет сумма перерывов составляет 480–500 млн лет (около 40% всего времени). Несовпадение перерывов осадконакопления щита и Русской плиты – свидетельство асинхронности дифференцированных глыбовых и волновых колебательных движений в ходе интенсивного эписвекокарельского воздымания щита.

Габбро-анортозит-рапакивигранитный магматизм Фенноскандинавского щита – активно изучался в рамках международного проекта 315 «Корреляция гранитов рапакиви и связанных с ними пород в глобальном масштабе» (1991–1995 гг.). В центре его внимания оказались классические плутоны южной

краевой части Фенноскандинавского щита (Haapala, 1995; Rämö, 1991; Sviridenko, 1994). Касаясь главных итогов проведенных исследований, И. Хаапала и Т. Рямо (Haapala, Rämö, 1999) отмечают, что магматическая ассоциация гранитов рапакиви является четко бимодальной мантийно-коровой вулканоплутонической ассоциацией. Салминский и Улялегский плутоны замыкают на востоке субширотный пояс габбро-анортозит-рапакивигранитной вулканоплутонической ассоциации, протягивающийся вдоль краевой флексуры Полканова. Формирование его проходило в интервале  $1547 \pm 1$  до  $1529 \pm 0,6$  млн лет (Larin et al., 1996). Салминский плутон имеет пластовую форму с перемежаемостью габбро-анортозитов и гранитов (являясь типичным представителем данного пояса плутонов). В его составе определены два геохимических типа гранитов (граниты рапакиви и редкометальные граниты), различающиеся глубиной магматического источника и составом флюида (Sviridenko, 1994). Формирование субширотного пояса плутонов принято связывать с зоной растяжения и рифтообразования (Haapala, Rämö, 1990), однако это представление не увязывается с существенным различием в возрасте данных сложно построенных плутонов и с длительностью их формирования.

Авторами в краевой части Фенноскандинавского щита выделено несколько разновозрастных центров эндогенной магматической активности (Светов, Свириденко, 2005), представляющих собой мантийно-коровые диапиры. Формирование их приурочено к краевой длительно развивающейся флексуры Полканова. К ботнийскому времени относятся пояса многочисленных даек оливиновых долеритов (гиперитов), развитых в Юго-Западной Швеции и Южной Норвегии, а также долеритовые дайки района г. Стокгольма (Светов, Свириденко, 1991).

Среднерифейские и позднерифейские осадочные и вулканогенные породы на территории южной и юго-восточной краевой части Фенноскандинавского щита развиты в Пашском (Ладожском) и Канда-лакшском (Беломорском) грабенах. Возраст среднерифейских образований, видимо, можно определять в интервале  $1400 \pm 50$ – $1050 \pm 50$  млн лет (Светов, Свириденко, 1995). В среднем рифее глыбово-волновые движения впервые охватили всю осевую линию краевой радиальной флексуры Полканова (от Белого моря вдоль южной границы Фенноскандинавского щита вплоть до побережья Юго-Западной Швеции и Норвегии). История ее развития в среднем и позднем рифее особенно ярко зафиксирована в проявлении платобазальтового вулканизма. В Пашском грабене вулканогенно-осадочные породы образуют приозерскую и салминскую свиты. Последняя с корой химического выветривания залегает на гранитах рапакиви Салминского массива (Кайряк, Хазов, 1967).

Интрузивными аналогами базальтов являются габбро-долериты Хопунваарского некка, Валаамского силла и дайки гиалобазальтов и долеритов-сортавалатов. В западной части Фенноскандинавского щита платобазальтовый трапповый магматизм известен в грабенах Мухос и Сатакунта. Бимодальный позднепротерозойский мантийно-коровый магматизм проявился в Юго-Западной Швеции (район Омоль, западная часть Дальсландского геоблока) и сопоставим с бимодальным раннепротерозойским магматизмом свекокарелид Свекофеннского геоблока. Их сходство определяется сопоставимой цикличностью магматизма и отсутствием фундамента, сложенного гранито-ультраметаморфическим слоем (Эволюция..., 1985).

## 2.4. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИЗУЧЕНИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ВАЛААМСКО-САЛМИНСКОЙ ОСТРОВНОЙ ГРЯДЫ И ВАЛААМСКОГО АРХИПЕЛАГА

Изучение о. Валаам включает несколько периодов. Начальный период (1785–1868 гг.) – физико-географический. Первые физико-географические и геологические сведения краеведческого характера опубликованы академиком Н. Я. Озерецковским в его работе «Путешествия по озерам Ладожскому и Онежскому» (1792 г.). Этот известный ученый посетил Валаамский архипелаг в 1785 г. и составил его общий географический очерк. С особым интересом Н. Я. Озерецковский исследовал архипелаг в районе Уксы, где производил глазомерную съемку его островов и проливов. При том внимании, которое уделяется в настоящее время проблемам экологии (и необратимым негативным изменениям природной среды), Н. Я. Озерецковский первым поведал о местности, представляющей ныне чуть ли не ближайшие окрестности почти пятимиллионного Санкт-Петербурга.

В 1820 г. Нординшельд (Nordenskiöld, 1820) впервые выделил сортавалит, который первоначально принимался за минерал. Выяснить его природу помог микроскоп. Свое название «сортавалит» он получил по названию города Сортавала, вблизи которого впервые и обнаружен. Подробное петрографическое описание сортавалита дал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (Избранные труды, т. III, 1952). Он охарактеризовал несколько структурных разновидностей сортавалита и пришел к заключению, что порода полностью оправдывает название диабазовый витрофирит.

С. Куторга (Kutorga, 1851) отмечает, что на Валааме повсеместно обнаруживается «то светлее, то темнее окрашенный лабродоровый гранит (т. е. диабаз) и секущие его многочисленные жилы

порфировидной красно-бурой «полевошпатовой массы». Состоялась специальная гидрографическая экспедиция (1858–1868 гг.) по изучению Ладожского озера.

Второй период (1868–1948 гг.) связан с ранними специальными геологическими и петрографо-минералогическими исследованиями. Первое в России петрографическое описание пород произведено А. А. Иностранцевым в 1868 г. Это были олигоклазовые гиперстениты о. Валаам. Теперь данные породы называются габбро-долеритами. Здесь рождалась российская петрография. Породы базальтового генетического типа стали базой петрологических исследований. Роль магмы основного состава стала одной из ведущих (если не главной) проблем в магматической геологии. К. Д. Хрущов (Chrustschoff, 1891), рассматривая петрогенезис пород Валаамского силла, впервые высказал мнение о смешении магм основного и кислого составов. Весьма важными стали исследования М. Н. Миклухо-Маклая (1897), впервые охарактеризовавшего Валаамско-Салминскую часть островной гряды. Подробное петрографическое описание пород Валаамского силла на о. Валаам дано П. И. Лебедевым (1913), уделившим повышенное внимание породам гранитного состава. В отличие от К. Д. Хрущева П. И. Лебедев пришел к заключению, что все породы о. Валаам произошли из «одной начальной магмы габброидного типа путем магматической дифференциации» (Лебедев, 1913, с. 637), а гранит является конечным продуктом дифференциации. Данная точка зрения разделяется большинством исследователей и поныне.

Валаам неоднократно посещался финскими и шведскими геологами, характеризовавшими его породы, давшими их возрастную оценку. Отметим таких известных ученых, как Вааль, Фростерус, Седерхольм, Хакман. И. И. Седерхольм отнес диабазы острова к наиболее молодым докембрийским образованиям (Sederholm, 1897). Встречающиеся на о. Валаам, Палинсаари обломки и валуны неметаморфизованных песчаников Фростерус, Рамзай, Седерхольм относят к иотнию (Frosterus, 1902). В. Хакман (Hackman, 1933) основные вулканы, слагающие горизонтально залегающий покров в долине р. Тулема у с. Салми, рассматривал как эффузивный аналог интрузии Валаамско-Салминской островной гряды.

Основной («классический») период геологических исследований о. Валаам и Валаамского силла завершился полевыми работами 1946–1947 гг. и 1949–1950 гг. Материалы их остались практически не опубликованными и почти не известными, кроме кандидатской диссертации К. О. Кратца и машинописи его конкурсной работы на соискание премии им. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга 1953 г. Краткие сведения по геологии Валаамских габбро-диабазов приведены К. О. Кратцем в XXXVII томе Геологии СССР (1960, ч. 1) и еще ранее изложены А. А. Полкановым в двух работах 1956 г. по геологии хогландия-иотния (Полканов, 1956).

Затем наступил период обсуждения проблем геологии рифей-иотния, главным образом, на основе опубликованных ранее материалов без проведения дополнительных исследований (т. е. без новых полевых наблюдений). Обсуждение концептуальных представлений велось по существу на основе умозрительных заключений. Обсуждались и частные вопросы, высказывались личные убеждения. В результате возникали и муссировались петрогенетические построения разного толка. Однако никаких новых результатов на их основе без новых наблюдений получено не было.

После ряда посещений островов Валаамского архипелага в 1990 г. авторам стало ясно, что рифейский этап геологической истории в области магматической геологии изучен очень слабо. Валаамский силл как уникальное геологическое тело в необычных природных условиях требует повышенного внимания. Возникшее желание основательнее рассмотреть этот силл совпало с возвращением Спасо-Преображенского собора о. Валаам Русской православной церкви и подготовкой федеральной программы «Возрождение и развитие Валаамского архипелага». К сожалению, реализовать ее в полной мере не удалось. Но геологические работы 1992–1993 гг. позволили собрать большой фактический материал по геологии и петрологии Валаамского силла, послуживший основой для характеристики бимодального платформенного магматизма Карелии (Светов, Свириденко, 1995).

Основное внимание уделялось формам проявления кислого магматизма, соотношению долеритов и габбро-долеритов с монцонитами, сиенитами и кварцевыми сиенитами. Удалось выявить две структурные формы монцонит-кварцевых сиенитов: пятнистые (метасоматического происхождения) и мелкобугристые с длиннопризматической игольчатой формой клинопироксена и плагиоклаза. Последняя разновидность, скорее всего, представляет продукт смешения кислой и основной магмы. При известном различии в количественном соотношении главных разновидностей пород Валаамского силла и Салминского плутона обнаружено и сходство вещественного состава (как основных, так и кислых разновидностей пород этих рифейских бимодальных ассоциаций). Как бы сама собой обозначилась проблема о сходстве их происхождения.

## ГЛАВА 3

### МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ВАЛААМСКОГО СИЛЛА

#### 3.1. ОСНОВЫ МЕТОДИЧЕСКОЙ БАЗЫ (1785–1960 гг.)

Начало научных исследований о Валаам и его кристаллических породах относится к концу XVIII в. и связано с именами известных русских и финских геологов, тем не менее время комплексных научных тематических работ на этой территории еще только наступает. В начальный период использовались разнообразные методические подходы, а само изучение носило локальный характер. Самый ранний, физико-географический методический подход предложен Н. Я. Озерцовским. А. А. Иностранцев в 1867 г. дал первое петрографическое описание слагающих его пород.

С позиций традиционных «общепринятых» геолого-тектонических концепций Валаамско-Салминская островная гряда изучалась К. О. Кратцем (1946–1949 гг.), который руководствовался принципом комплексного исследования магматических горных пород. Охарактеризовав геологическое строение, петрографию, химизм и вопросы петрогенезиса, К. О. Кратц впервые обосновал Валаамскую диабазовую интрузию как пологозалегающее груборасслоенное пластовое интрузивное тело. Он установил соотношение габбро-диабазов, сиенито-диоритов и жильных гранитов, впервые выделил контракционную и наложенную трещиноватости. Однако до сих пор упоминаются породы старых наименований и повторяются одни и те же ошибки. Серые и черные валаамские граниты еще используются в литературе по искусствоведению, истории архитектуры Севера, в географической литературе, не говоря уж о научно-популярной. Одна из причин тому – труднодоступность, а временами и закрытость данной территории.

Диабазовый комплекс Северо-Ладожского архипелага, иначе породы Валаамского силла, К. О. Кратцем рассматривались как представители основных пород иотнийской платформы Южной Карелии. Вместе с тем корреляция диабазового комплекса Северо-Ладожского архипелага с диабазовым комплексом как Западного Прионежья, так и Восточного Прионежья базировалась главным образом на их вещественном составе при отсутствии изотопных датировок и четких геологических обоснований положения пластовых интрузий в геологическом разрезе позднего протерозоя. Но данные о химическом составе иотнийского диабазового комплекса Южной Карелии базировались всего на 35 химических анализах, и, как отмечает сам автор, большинство анализов относится к основным членам комплекса. Для более кислых пород существовали лишь единичные анализы. При такой ситуации трудно, если вообще возможно, проводить корреляцию диабазовых комплексов, а тем более делать выводы об их магматической дифференциации. И все же проведенная работа послужила основой длительного обсуждения проблемы геологии рифея-иотния без проведения дополнительных исследований и новых полевых наблюдений. В итоге магматическая дифференциация с остаточным кислым гранитным расплавом в пределах Валаамского силла без новых дополнительных наблюдательных материалов стала считаться общепризнанной. Использование старых данных, порой весьма общих, поверхностных и неполных, а то и вообще неверных, не способствовало решению частных вопросов геологии, петрологии и рудоносности Валаамского силла габбро-долеритов.



### 3.2. ОСНОВЫ МЕТОДИКИ ПРОВЕДЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Валаамский архипелаг — неисчерпаемый объект научных исследований. К началу 90-х гг. XX в. его изученность соответствовала детальности масштаба около 1 : 500 000, а ряд наблюдений — масштабу 1 : 200 000. В 1992 г. в связи с изучением рифейского вулcano-плутонизма Фенноскандии (Светов, Свириденко, 1995) нами начаты полевые работы на Валаамском силле. Первоначально планировалось выяснить общее геологическое строение силла, его разрез, основные элементы тектонического строения, поскольку в предшествующих исследованиях содержались весьма противоречивые выводы и наблюдения по его строению и петрогенезису. Сведения о его тектоническом строении практически вообще отсутствовали. Оказалось, что Валаамский силл не имеет необходимого описания как интрузивного тела, механизма его внедрения, внутреннего строения и тем более истории тектонической переработки. Поэтому нами ставились следующие конкретные задачи:

- минералого-геохимическое изучение пород силла;
- доизучение степени наложенной трещиноватости на породы силла и его современной блоковой делимости;
- систематизация данных по соотношению неотектонических процессов с динамикой современного формирования природных ландшафтов на Валаамском архипелаге.

Наши исследования проводились на 1 : 50 000 топографической основе, однако рабочей основой служила 1 : 25 000 карта. В практике геологических наблюдений принято обследование всех островов вдоль береговой линии и составление их схематических планов в масштабе 1 : 10 000 до 1 : 2000 и более крупного до 1 : 1000. Желательно и более детальное изучение этого объекта, вплоть до картирования отдельных обнажений в масштабах 1 : 100. Здесь возможности научных исследований безграничны. Еще не скоро можно будет говорить, что Валаамские острова изучены достаточно полно.

В ходе полевых исследований, проведенных в 1992–1993 гг., нами изучены острова и надводные скалы Валаамско-Салминской гряды от островов Хейнясенмаа на юго-западе до о. Парго на юго-востоке (Светов, Свириденко, 1995). В продольном разрезе островной гряды существует тектоническая блокировка дна Ладожского озера и прилегающей территории с формированием горсто-грабеновой системы, северо-западная ориентировка блоков которой поперечна простираанию гряды. Тектоническая блокировка обусловила выход на дневную поверхность разных частей вертикального разреза силла.

Максимальная амплитуда относительных смещений блоков составляет 250–300 м. Вертикальный разрез силла изучался по сохранившемуся керну одной из скважин (Светов, Свириденко, 1995), что позволило зафиксировать отсутствие первичной магматической расслоенности. На всем протяжении островной гряды с запада на восток он сложен полнокристаллическими, в той или иной степени монцонитизированными габбро-долеритами, содержащими многочисленные жилы, трубчатые, реже пластовые тела лейкогранитов. Выяснение соотношений названных типов пород показало метасоматическую природу пятнистых монцонитов и зависимость интенсивности монцонитизации от количества гранитного материала. Монцониты образуют купольные структуры, создавая перколяционные купольные системы с весьма различающимся радиусом куполов (о. Палинсаари, Светов, Свириденко, 1995). Яркой особенностью силла является разнообразие трещин первичной отдельности, нередко усложненных наложенной трещиноватостью.

Выявленная на первом этапе его изучения сложность объекта исключала следование широко распространенным методам сравнительного анализа (сравнительный историко-геологический метод). Для дальнейшего изучения Валаамского силла потребовалось проведение наблюдений на новом уровне. Замеры на обнажениях необходимо делать с большей точностью и выносить на план обнажения все элементы наблюдений, жилки, трубки гранитов и «фонтанчики», системы отдельности, трахитоидность, линейность. В статистику включался анализ ледниковых ванн, борозд, шрамов, царапин и т. д. Встал вопрос, как определить динамику голоценового воздымания островов по замерам амплитуд перемещения нарушений палеической поверхности. В целом ясно, что динамика подъема очень разная, но требовалось подтверждение конкретными наблюдениями.

Такой методический подход был применен при геологических наблюдениях на архипелаге Хейнясенмаа (рис. 13). Здесь установлена перколяционная купольная система, монцонитов в габбро-долеритах с диаметром в 1500 м. Габбро-долериты содержат магнетитовую вкрапленность, что характерно для нижней части разреза силла, и расположены в краевой части куполов. В них доминируют столбчато-призматическая отдельность, в центральной части — метельчатые и пятнистые монцониты. Последние преобладают. Встречено два типа гранофировых гранитных жил (серого и розового цвета), а также изобилие трубчатых гранитных тел и газовых «фонтанчиков».

В южной части о. Куккаролуото монцониты содержат ксенолит базальта. Ледниковые борозды и ванны ориентированы в юго-восточном направлении. Разнообразно ориентированы зоны наложенной трещиноватости и милонитизации.

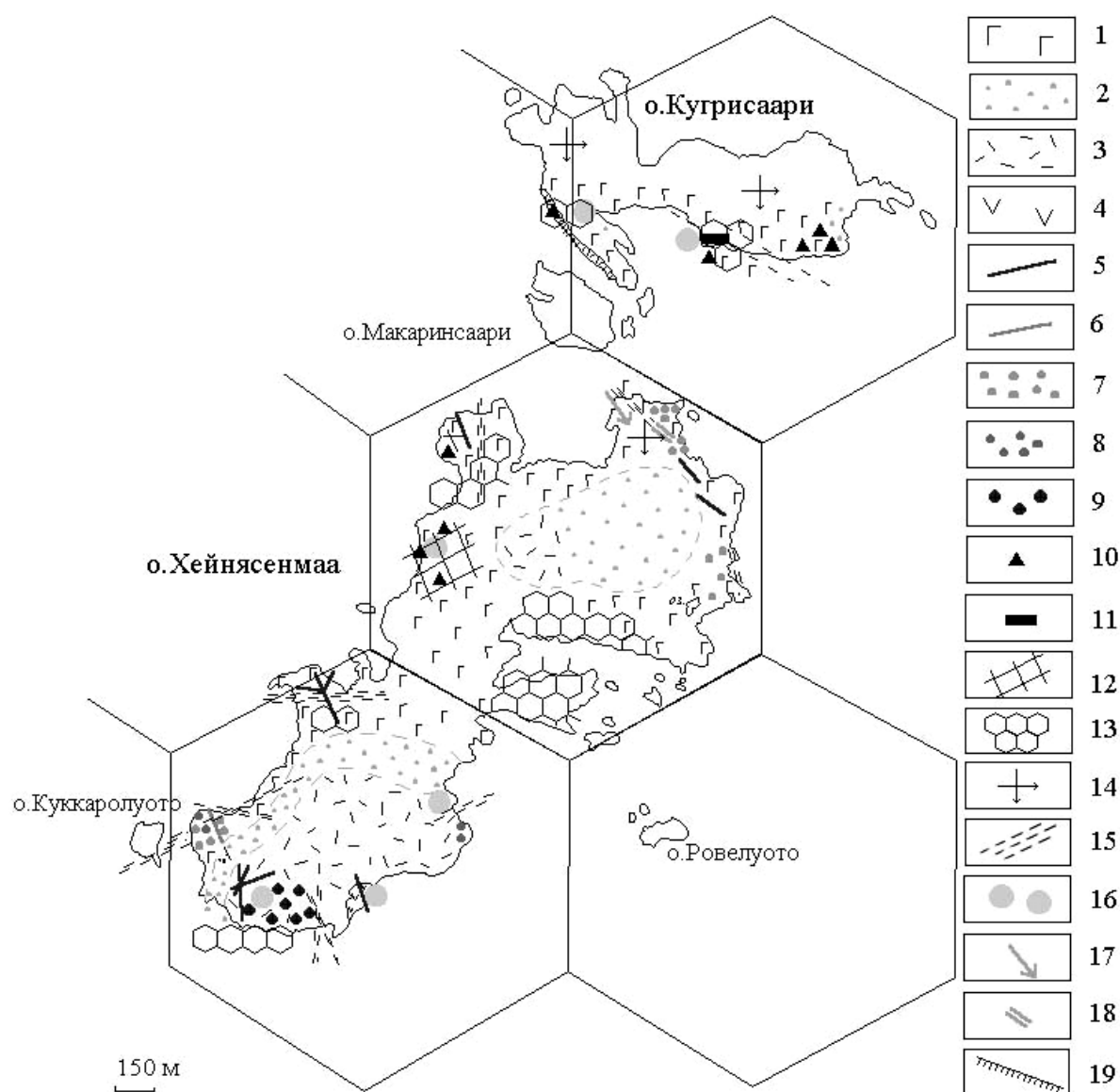


Рис. 13. Перколяционная купольная система монзонитов в габбро-долеритах (диаметр 1500 м). Архипелаг Хейнясенмаа:

1 – габбро-долериты; 2 – пятнистые монзониты; 3 – метельчатые монзониты; 4 – монзонитизированный базальт; 5 – жилки гранофира розовые; 6 – жилки гранофира серые; 7 – скопления столбиков гранофира и их количество; 8 – столбики радиусом более 20 см; 9 – скопления «фонтанчиков»; 10 – магнетитовая вкрапленность; 11 – медносульфидная вкрапленность; 12 – блоковая отдельность параллелепipedальная; 13 – столбчато-призматическая отдельность; 14 – горизонтальное залегание пластовой отдельности; 15 – зоны трещиноватости и милонитизации; 16 – карбонатизация по массе; 17 – борозды ледникового выпаживания; 18 – ванны ледникового выпаживания; 19 – границы островного бенча

Отметим некоторые ограничения в методике. Точности замеров составляли примерно  $2-5^\circ$ , так как не всегда можно хорошо видеть простирание и особенно падение. Горизонтальное залегание отдельности – условно, так как всюду она пологоволнистая, разноамплитудная, и наблюдается явное коробление первичной пластовой. Наблюдение по возрастному делению трещин очень малочисленно. Обычно фиксировалась главная трещиноватость, сколовая и наложенная. Осталась невыясненной морфология поверхностей граней разных типов отдельностей, развитие по ним минерализации позднемагматического и постмагматического этапов. Чтобы выявить общие закономерности строения и характера наложенных эндогенных и экзогенных процессов силла, потребовалась статистическая обработка разносторонних наблюдений по всей островной гряде, касающихся прежде всего разных типов контракционной отдельности, наложенной трещиноватости и различных форм проявления кислого магматизма. С этой целью вся островная гряда была разбита на равновеликие сегменты от радиуса силла:

- I – о-ва Хейнясенмаа, Ситтулуото
- II – о. Мюкериккю, о. Ялансаари
- III – о. Валаам – СЗ часть
- IV – о. Валаам – СВ часть, о. Бормотун, о. Вахтовый
- V – о. Валаам – ЮЗ часть, о. Хантипосаари
- VI – о. Валаам – ЮВ часть, Емельяновы, Мунусаари
- VII – о-ва Байевые
- VIII – о. Палинсаари
- IX – о. Хонкасаари, о. Мантсин-Хонкасаари
- X – о-ва Крестовые и о. Мэюккисаари
- XI – о. Ряпой, о. Пойкка-Ряпой, о. Вильямой
- XII – о. Койрансаари, Пиекилакейнсаари, Исо и Мантсинсаари
- XIII – мыс Куролакс и все острова в заливе
- XIV – о. Мантсинсаари (юг), о. Хейнялуото, о. Парго
- XV – о. Вихкамо и острова к северу и востоку от него

По выделенным сегментам подсчитаны средние мощности гранитных жил (табл. 3) с оценкой их вариации по разрезу. Проведена также оценка вариации диаметра трубчатых тел. По непосредственным наблюдениям в обнажениях выяснилось, что мощные жилы в абсолютном большинстве горизонтальные, либо пологозалегающие. Вариация мощностей крутопадающих жил по размеру не имеет четкой закономерности. В нижней части силла (сегменты I и II) средняя мощность жил составляет 2–4 см, а максимальная не превышает 10 см. Трубчатые тела гранитов в этих сегментах также характеризуются небольшими диаметрами. Максимальные средние мощности гранитных жил находятся на восточном берегу о. Валаам и примыкающих островах (сегменты IV, VI), а также на Байевых островах (VII). С ними согласуются булыжные размеры диаметра столбчатых структур.

На Валааме (сегменты III, IV, V, VI), где картируется синклинальная складка, слабопогружающаяся в ЮВ направлении, можно видеть, что средние мощности жил, сопоставимые с жилами сегментов I и II, приурочены к нижней части структуры, сложенной феррогаббро, также с повышенным содержанием магнетита (рис. 13). Более мощные гранитные жилы сосредоточены в верхней части структуры, где большой объем занимают пятнистые и метельчатые монцититы. Далее на восток увеличивается диаметр трубчатых тел гранита. Максимальных размеров они достигают в сегменте XII, где встречено трубчатое тело диаметром 80 см. Средние мощности жил колеблются незакономерно, однако в XIV сегменте, т. е. в верхней части разреза силла средняя мощность гранитных жил максимальна и составляет 4 см.

В целом можно утверждать, что в нижней трети силла гранофирового материала значительно меньше, чем в его верхней части. С другой стороны – с гранофирами связаны зоны монцититизации, и здесь их великое множество.

Изучение трещиноватости весьма значимо, поскольку контракционная отдельность позволяет выявить условия залегания пород силла, а наложенная трещиноватость – тектоническую ситуацию в краевой части щита вблизи геофлексуры Полканова. Принятая сейчас генетическая классификация трещиноватости включает: а) трещины эндокинетические контракционные (камерные), которые подразделяются на продольные, поперечные, пластовые, диагональные, радиальные, цилиндрические, конические, кольцевые; б) трещины наложенные экзокинетические – это трещины разгрузки напряжений, разуплотнения, трещины изгиба, трещины сдвиговые, трещины скола и трещины вращения; в) трещины экзогенные (выветривания, морозобойные, термического растяжения-сжатия).

Генетическая классификация трещиноватости силла включает все выделяемые в тектонике трещины. Они практически присутствуют и в габбро-долеритах. Но большинство из них диагностируются только в результате специальных работ. Некоторые трещины являются главными, другие второстепенными. Нам не удалось определить, в каком направлении происходило заполнение камеры силлового пространства, удлинение силла, его внешние границы, область его максимальной мощности, системы питающих каналов и т. д. Нет убедительных данных о его геометрических особенностях.

Таким образом, продольные, поперечные, диагональные и радиальные трещины не могут быть идентифицированы. Вероятно, только пластовая и цилиндрическая (если к последней отнести столбчато-призматическую отдельность) картируются без труда. Что касается конических и концентрических до кольцевых, обычно характерных массивам центрального типа, то в силле габбро-долеритов они выявлены лишь в трубчатых телах гранофиров, являются «интрузиями в интрузии», хотя и несопоставимых размеров.

Динамика контракционного сжатия (отдельности), наложенной трещиноватости, образование жил гранофиров и гидротермальных жил – есть суть камерной дифференциации и (эволюции) исходного расплава. Последовательность событий не совсем ясна. Осложняющим обстоятельством служат полихронные наложения трещиноватости. От момента полного затвердевания силла и утраты связи

с питающей системой до современности слишком большой интервал, который вплоть до неотектоники и современных движений. Отсутствуют яркие признаки заполнения гранитными жилами тех или иных типов контракционной отдельности в габбро-долеритах, но в то же время отдельные жилы приурочены к зонам милонитизации (бухта Лещевая). Такое неоднозначное соотношение габбро-долеритов и гранитов для понимания сути процессов, связанных со становлением Валаамского силла, требует изучить на количественной основе соотношение трещиноватости силла и гранитных тел.

Т а б л и ц а 3. Распределение гранофиров, контракционной отдельности и наложенной трещиноватости в Валаамском силле

Сегмент	Гранофировые жилы				Гранофировые трубки			Отдельность	Наложенн. трещиноватость
	колич. замеров	средн. мощ. в см	вариант. мощ. в см	колич. жил	колич. замеров	диаметр, см	колич. трубок	количество замеров	
I	50	2,4	максим. 10		137	6,3 25–30 до 50	120 6 1	104	48
II	31	2,4	максим. 10		53	5,7 15–20 30–45	51 1 1	84	7
III	636	1,8	0,5–2 7–10 12	большин. 8 2	110	< 10 11–20 21–30 40	большин. 13 14 3	618	110
IV	638	3,8	1–9 10–15 16–20 21–30 35	большин. 38 11 9 1	101	< 10 11–20 21–30 31–40 41–60	61 21 10 6 2	836	159
V	173	2			158	3–4 20–50 двойные до 1 1,1 м	25 39 94	192	23
VI	987	2,9	< 10 10–15 16–20 21–30 31–40 40–42	большин. 42 4 6 4 82	83	10 11–20 21–30 31–40 41 и более	8 33 29 7 6	980	150
VII	738	3,0	0,5–2 10–20 21–35 36–40 50–60	большин. 31 14 2 2	93	преобладают: 3–5 до 15–20 максим.: 35			
VIII	54	1,8	макс. 8	1	9	< 30		85	7
IX	96	1,5	макс. 4		68	15–30	большин.	87	
X	223	2,4			109			172	13
XI	30	2,4	< 3 макс. < 6	13 1		—		155	17
XII	41		< 3 4–9 > 10	большин. 11 1		80 40–50 30	1 3 3		
XIV	58	4	< 9 10 11–15 20	большин. 3 3 1					

Объект габбро-долеритов Валаамского силла с его «живой тектоникой» обладает большим разнообразием тектонической трещиноватости и первичной отдельности. На архипелаге Хейнясенмаа (сегмент I, рис. 13) ярко выражена столбчато-призматическая отдельность. Она же является преобладающей и в сегменте II (о. Мюкериккю). Данный тип отдельности широко проявлен в габбро-долеритах обрамления монзонитовых куполов. В центральной части куполов преобладает субгоризонтальная пологоволнистая отдельность. Выразительна полигональная крупная, футлярообразная цилиндрическая столбчато-призматическая гигантская отдельность. Здесь широко проявлена различно ориентированная наложенная трещиноватость с милонитизацией и со сдвигами, к которым иногда приурочены кальцитовые жилы.



Большое количество замеров отдельности и наложенной трещиноватости выполнено на Валааме и прилегающих островах (сегменты III, IV, V, VI). В СЗ сегменте III первичная отдельность весьма разнообразна: столбчато-призматическая, блоковая, пологоволнистая, куполовидная, реже плитчатая. Максимум распределения столбчатой отдельности  $300\text{--}360\text{--}60^\circ$ . Наложённая трещиноватость представлена 86 зонами милонитизации и 24 зияющими трещинами. В СВ сегменте IV преобладает пластовая отдельность (меридиональная и широтная). Столбчатая параллелепипедальная (блоковая) местами совпадают с наложенной трещиноватостью, т. е. являются обновлёнными.

В юго-западном сегменте V также преобладает пластовая отдельность с простираем в широтном, меридиональном направлении и на СЗ  $320^\circ$ , кроме того, присутствуют ортогональная —  $360\text{--}270^\circ$  и блоковая —  $320\text{--}60^\circ$ . В юго-восточном сегменте VI о. Валаам преобладающими являются отдельности пластовая, пологоволнистая и столбчатая. При имеющемся разнообразии систем отдельности на о. Валаам, можно считать в его западной части наиболее широко распространённую столбчатую отдельность, а на востоке — пологоволнистую.

Следует отметить усложнение отдельности наложенной трещиноватостью. Для выявления закономерностей распределения первичной отдельности, наложенной трещиноватости и гранитных жил с помощью специальной компьютерной программы по азимутам простираения трещин и жил были получены распределения их числа в диапазоне  $0\text{--}90^\circ$ ,  $270\text{--}359^\circ$ , представленные в виде полярных гистограмм (рис. 14А, Б). Многообразие типов отдельности выражено радиальным распределением трещин отдельности. Гистограммы распределения ориентировки жил вполне сопоставимы, хотя визуальное в обнажениях выполнение жилами гранитов трещин отдельности не наблюдалось. Можно предположить, что большая часть гранитных жил при своем формировании использовала ослабленные зоны, в направлении которых с завершением кристаллизации габбро-долеритов образовались трещины отдельности. Интенсивное проявление меридиональной отдельности, ориентированной перпендикулярно к простираению силла, объясняется ее формированием в результате проседания интрузии, а также в режиме сдвиговых деформаций сжатия.

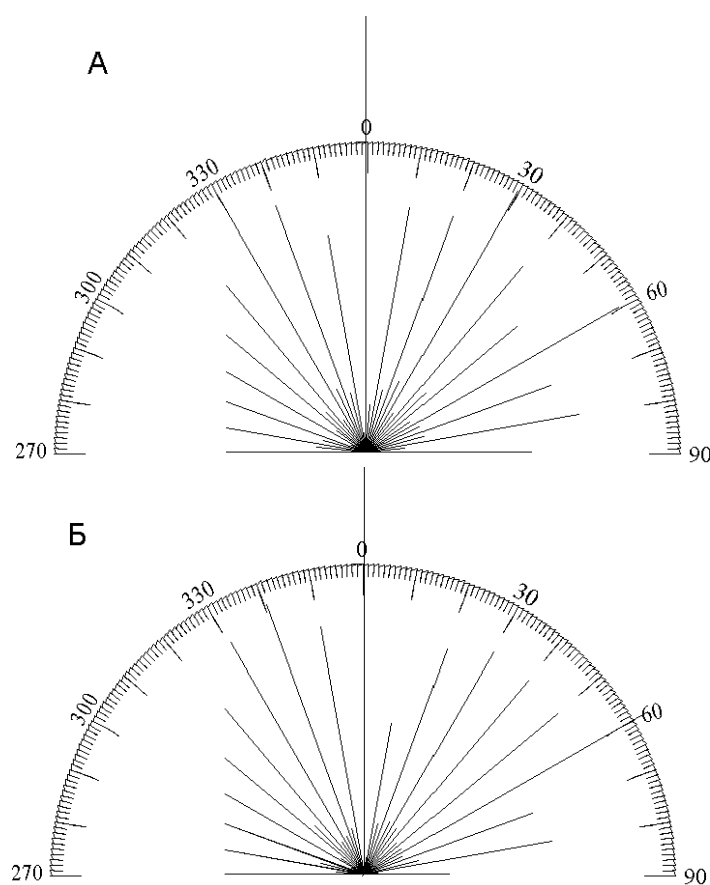


Рис. 14. Ориентировка контракционных трещин отдельности Валаамского силла (А) и гранитных жил (Б) вдоль Валаамско-Салминской островной гряды

Надо отметить, что отдельность — результат внутреннего напряжения при контракционном сжатии, а любая наложенная трещиноватость — это внешние силы, и она дает возможность оценить направление действующих сил и их геологический эффект. Наложённая трещиноватость более автономна и весьма разноориентирована.

Динамика контракционного сжатия (отдельности), наложенной трещиноватости, образования жил гранофиров и гидротермальных жил составляет суть камерной дифференциации (эволюции) исходного расплава. Последовательность событий не совсем ясна. Осложняющим обстоятельством служит наложение полихронной трещиноватости. От момента полного затвердевания силла и утраты связи с питающей системой до современности слишком большой интервал времени, который и составляет геохронологическую проблему геодинамики краевой части Фенноскандинавского щита. Изотопный возраст бадделеита  $1459 \pm 2$  млн л. (Rämö et al., 2001) датирует, скорее всего, время затвердевания габбро-долерита. Последующая история силла частично может решаться путем определения изотопного возраста циркона в гранитных жильных и трубчатых телах, так как они многоактны и некоторые из них приурочены к зонам милонитизации. Этому способствует отсутствие регионального мета-

морфизма в пределах изучаемого региона, на что указывает многократная встречаемость пектолита и селадонит-сметита (Свириденко и др., 1995) в трубчатых телах. Содержание циркона в гранитах местами достигает 0,06% (о. Ханкасаари).

Признаки многоактности тектонических движений на Валаамском архипелаге не случайны. Одной из узловых точек является мыс к востоку от Лещевой бухты о. Валаам. Здесь выявляется следующая последовательность геологических процессов: вначале складчатость, затем надвиги на ЮЗ 230°, внедрение жил гранофира, зона милонитизации, зоны гидротермального минералообразования, раздвиги, зияющие трещины, сейсмообвалы.

Проведенные исследования Валаамского силла позволили понять, что это не просто идеальный первичный объект магматической геотектоники, физико-химической петрологии, неотектоники, современной геодинамики, он и идеальный объект синергетических исследований, который даст много нового в понимании и объяснении его скрытой истории.

Мы не пытались объяснить все сразу о валаамских событиях, а стремились войти в понимание этой проблемы «всего», в которую каждый вкладывал свой смысл. Пришло осознание всей перспективности и эффективности изучения взаимодействия геологических явлений с позиции их безусловной взаимосвязи и взаимозависимости. Конечно, синергетика каким-то образом смыкается с пафосом системного подхода середины XX в., к сожалению, не оправдавшим себя. Причина, видимо, в том, что в природных системах определяющим является не просто связь между отдельными элементами, а характер их взаимодействия. Синергетика открывает путь к фундаментальному описанию сложных взаимоотношений между главными эндогенными процессами Земли (тектоникой, магматизмом, метаморфизмом). А это уже немало. Валаамский силл предстает перед нами важнейшим объектом синергетических исследований, своеобразным научно-познавательным синергетическим полигоном.

С позиции синергетики Валаамский силл – это открытая, неравновесная система (магматическая саморазвивающаяся), в которой управляющие параметры независимо меняются со временем. Сложность синергетического анализа саморазвивающейся термодинамической системы (какой и является камерная открытая система Валаамского силла) заключается в отсутствии известного опыта в подобном подходе при решении проблем геологии докембрия Карелии с новых, нетрадиционных, позиций. Ранее существовавшие традиционные представления о петрологической эволюции оказываются частным случаем более сложно организованных систем. Новый подход – это нетрадиционный взгляд на старые проблемы с позиции синергетики. Главная из них – соотношение основного и кислого магматизма в пространстве и во времени. Проблемы взаимоотношений, взаимодействий многих элементов – подсистем Валаамской системы – просто оказались незамеченными и выпали из нашего внимания.

### 3.3. НОВЫЕ НЕТРАДИЦИОННЫЕ ПОДХОДЫ К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ И МАГМАТИЧЕСКОЙ ГЕОТЕКТОНИКИ (ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ)

Первоначально нам казалось, что проблемы становления силла удастся относительно легко решить, собрав статистику по любому из признаков. Однако рассматриваемые ситуации оказались столь многообразны, столь многофункциональны, с таким большим числом параметров, что полученные выводы не дают окончательного алгоритма петрогенетической модели.

Без сомнения, существует некоторый ведущий сценарий, когда саморазвивающаяся система уже на ранних стадиях выхода из хаоса флюидно-магматических взаимодействий становится на путь детерминированного саморазвития. Этот путь – питающие корни, анатексис, температура флюида, режим остывания, способ дегазации силла, аутометасоматоз, наложенная тектоника и режим отмирания. Он означает вырождение очаговой питающей системы, множественность путей бифуркации системы и большое число непредсказуемых явлений.

Питающих каналов много. Они не явные, но трахитоидность нерегулярная, неустойчивая. Это и есть кинематика заполнения камеры силла. Вся флюидно-газовая масса сосредоточена в верхней части силла, именно здесь сохранились многочисленные каверны, вплоть до сифонов (длиной до 1,5 м, диаметром 30 см, с кальцитом). Их обилие дает основание предполагать, что летучие компоненты концентрируются в верхней части силла, в его кровле. Можно предполагать также, что купольные структуры монзонитов в условиях габбро-долеритового силла являются следствием локального всплывания гранитного материала, под метасоматическим воздействием которого образуются пятнистые монзониты.

Флюидно-магматический силикатно-расплавный диапиризм (адвективное всплывание легкого гранитного расплава) создает систему «хаотического» размещения наддиапировых куполов. Это результат адвективной формы движения и становления перколяционного кластера. Следы его и являются монзонитовые купола, скопления трубок, «фонтанчиков», жильных гранофировых тел, а также

объемной монцонитизации. Видимо, существовала какая-то общая система адвекции в магматической камере. Реконструировать ее трудно ввиду очень фрагментарной обнаженности силла — в виде небольших по площади островов в системе протяженной островной гряды.

Для выявления петрологической сущности бимодальной мантийно-коровой базит-гранитной системы Валаамского силла, который при относительно небольшой мощности характеризуется широким латеральным распространением, в настоящей работе поставлена задача рассмотрения турбулентной тепловой конвекции в горизонтальном слое гетерогенного флюидизированного расплава, когда существует подогрев снизу и охлаждение сверху.

Воспроизведение конвективных контуров в силле габбро-долеритов — есть отражение самоорганизации и самоподдержания формирования макроструктуры. В настоящее время нам известны лишь фрагменты перколяций — так называемые образования ближнего порядка (архипелаг Хейнясенмаа, рис. 13). Пока не восстановлен ее дальний порядок.

Введение в систему геодинамических реконструкций принципа нелинейных соотношений напряженного состояния коры (в условиях автоволнового поля) идеи внутрикамерной конвекции (адвекции) и идеи модельного допущения надочагового диапиризма дают возможность описания ряда структурно-вещественных особенностей Валаамского силла. Это прежде всего фрагменты структур Бенара в силле (Кугри, Хейнясенмаа, Емельяновы острова), а также всплывание облегченных монцонитов. Гранитные расплавы формируют трубки. И более того, с монцонитами связаны площади «фонтанчиков». Они формируются над горизонтальными течениями. Здесь скорость всплывания мелких капель или пузырьков флюида, видимо, выше, чем скорость конвектирующего расплава.

Режим смены кондуктивного теплопереноса на конвективный — это кондуктивная теплоотдача в магматической камере остывания. Затем через критический порог температуры происходит переход на конвективный и затем уже — в конвективно-упорядоченный. Конвективно-упорядоченное движение расплава обеспечивает дальний порядок данной сложной самоорганизующейся системы.

## ГЛАВА 4

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И УНИФИЦИРОВАННЫЙ РАЗРЕЗ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ВАЛААМСКОГО СИЛЛА

#### 4.1. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ КАРКАС ЗОНЫ ЮЖНОГО СОЧЛЕНЕНИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА И РУССКОЙ ПЛИТЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СИЛЛЕ, ЕГО ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ И ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ

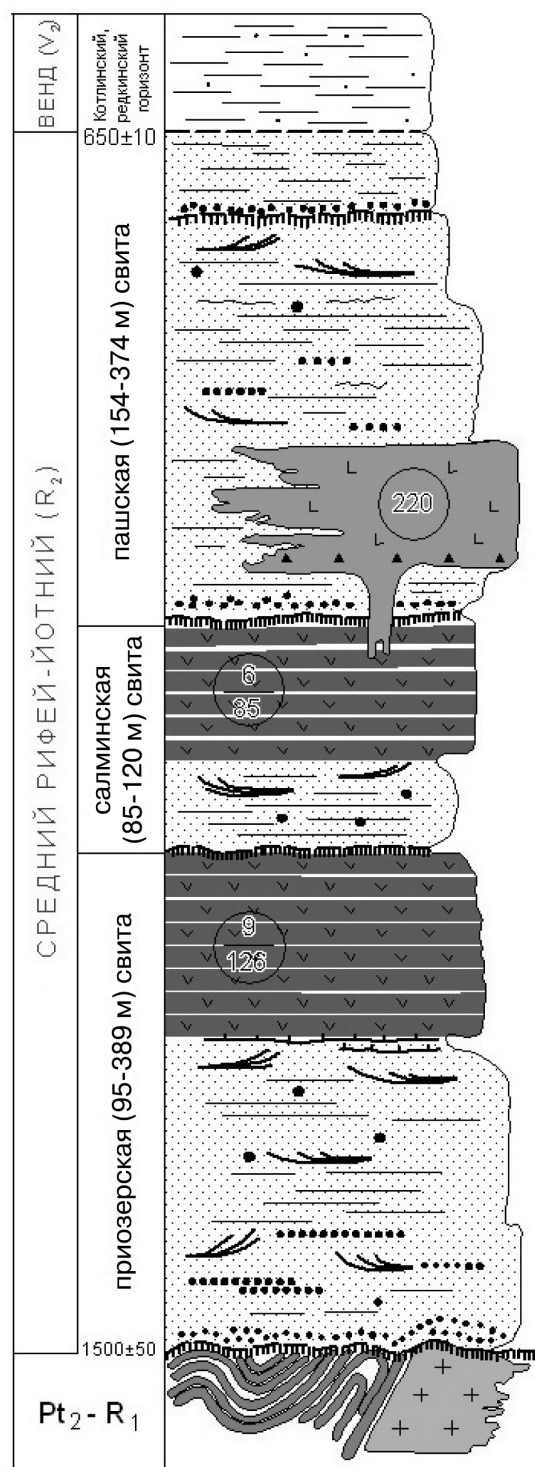
Валаамский силл габбро-долеритов слагает островную гряду в северной части Ладожского озера. Он расположен в тектонически активной зоне сочленения Фенноскандинавского щита и Русской плиты ВЕП, вблизи шовной зоны Карельского и Свекофеннского геоблоков. Главными элементами тектонического каркаса в рассматриваемом регионе являются краевая геофлексура Полканова и радиально расположенная к ней Пашско-Ладожская горсто-грабеновая система, имеющие длительную историю тектонического развития. Горсто-грабеновая система вписывается в систему ортогональных разломов, параллельных и перпендикулярных флексуры с очевидной продольной и поперечной асимметрией. Общее погружение рифейских осадочно-вулканогенных толщ и силла юго-восточное в сторону Русской плиты под углом  $3-5^\circ$ . Таким образом, кинематически горсто-грабеновая система строго контролируется напряжениями изгиба параллельно и перпендикулярно оси флексуры. Современное состояние тектонического каркаса свидетельствует о несомненно молодом (голоценовом) времени формирования некоторых его элементов.

Разрез нижнерифейских вулканогенно-осадочных пород хогландской серии (Богданов и др., 1999) установлен на о. Гогланд в Финском заливе, где они несогласно залегают на кристаллических образованиях свекокарелид. Породы серии падают на восток под углом  $5-15^\circ$ . В основании разреза терригенная толща более 50 м представлена перемежающимися конгломератами и кварцито-песчаниками с маломощными прослоями красноцветных металевролитов. Выше по разрезу следуют кварцевые порфиры и основные вулканы, петрохимически сопоставимые с габброидами Выборгского массива рапакиви. Завершается разрез северной части о. Гогланд кварцевыми порфирами мощностью не менее 140 м, возраст которых  $1638 \pm 3,8$  млн лет сопоставим с гранитами рапакиви Выборгского массива. Общая мощность разреза хогландской серии составляет не менее 215 м.

Самыми ранними рифейскими отложениями в Юго-Западной Карелии являются терригенные осадки, вскрытые скважинами на Карельском перешейке (деревни Починок, Яблоновка, Денисово) и в ладожском прогибе. Мощность ее колеблется от 95 м (д. Яблоновка) до 389 м (д. Кондратьево). В приозерской свите установлено 9 лавовых потоков платобазальтов мощностью 126 м. Выше нее залегает салминская свита (табл. 4), также вскрытая бурением (Кайряк, Хазов, 1967), мощность которой составляет 85–120 м. В основании ее залегает кора выветривания, установленная на Салминском габбро-анортозит-рапакивигранитном плутоне. Далее следуют песчаники с прослоями конгломератов и гравелитов (мощность 22 м), перекрытые базальтами и андезито-базальтами. Sm-Nd изотопный возраст базальтов салминской свиты составляет  $1499 \pm 68$  млн лет (Богданов и др., 2003). Установлено 6 лавовых потоков мощностью 85 м. В обрамлении Балтийского свода вследствие лавовых излияний были сформированы лавово-вулканокластические плато. Полученный изотопный возраст платобазальтов согласуется с

возрастом бадделиитов из монцодолеритов Валаамского силла  $1459 \pm 3$  и  $1457 \pm 2$  млн лет (Rämö et al., 2001), прорывающего терригенные осадки пашской свиты. Отложения пашской свиты перекрываются платформенными осадками венда южнее пос. Салми. Терригенные образования венда (конгломераты, гравелиты, песчаники) с резким угловым несогласием налегают на коры выветривания всех пород докембрия (Геология Карелии, 1987), что может свидетельствовать о длительном перерыве в осадконакоплении, предшествовавшем венду.

Таблица 4. Стратиграфический разрез среднего рифея южной краевой части Фенноскандинавского щита



Пластовая форма интрузии габбро-долеритов и ее пологое залегание, выявленные ранними исследованиями, не вызывают сомнения. Общая мощность силла до настоящего времени не выявлена. С учетом данных бурения, ее можно оценить более 200 м (Светов, Свириденко, 1995). Площадь Валаамского силла составляет около 16 тыс. кв. км: не менее 140 км с запада на восток и 120 км с севера на юг. В силле отсутствуют признаки внутренней вещественной расслоенности. О его геологическом строении можно судить по максимальной площади геологического развития в пределах о. Валаам и прилегающих островов (рис. 15), где силл образует пологую синклиналию складку с падением на юго-восток под углом  $5-10^\circ$ . В основании силла залегает горизонт рудного габбро с обильной вкрапленностью титаномагнетита. Последующий разрез вплоть до его центральной части представлен выдержанными по структуре и текстуре офитовыми габбро-долеритами. Центральную часть слагают трахитоидные и лейстовые габбро-долериты. Монцонитизация габбро-долеритов, установленная по всему разрезу, ассоциируется с субщелочными лейкогранитами (гранофирами). Особенно интенсивно она проявлена в центральной части синклинали. Монцонитоидом свойственны купольные структуры. Контакты с габбро-долеритами нечеткие.

Интенсивная монцонитизация в ядре синклиналию складки о. Валаам позволяет предполагать предпочтительную монцонитизацию в средней части разреза силла, но встречаемость монцонитов по всей островной гряде свидетельствует об отсутствии определенного геологического положения их в разрезе. Монцонитизация сопряжена с развитием гранитных тел, прежде всего пологозалегающих.

В вертикальном разрезе купольных структур наблюдается переслаивание пластов гранита различной мощности, монцонита-кварцевого сиенита и в той или иной степени монцонитизированного габбро-долерита. Особую значимость в пределах о. Валаам имеют разломы, связанные с Пашско-Ладожской горсто-грабеновой системой (Бол. Никоновский, Монастырский, горы Феодоровского, о. Святого).

Положение Валаамского силла в краевой части Фенноскандинавского щита на границе с Русской плитой Восточно-Европейской платформы обусловило длительное и многократное проявление наложенной трещиноватости. Системы трещиноватости Валаамского силла могут быть классифицированы следующим образом:

- контракционная трещиноватость в магматической камере;
- трещиноватость рифейской складчатости;
- трещиноватость грабенообразования;
- трещиноватость сводовых поднятий и опусканий в палеозой-мезозой-кайнозойский этап;
- трещиноватость в связи с гляциацией и дегляциацией последнего ледника Фенноскандии;



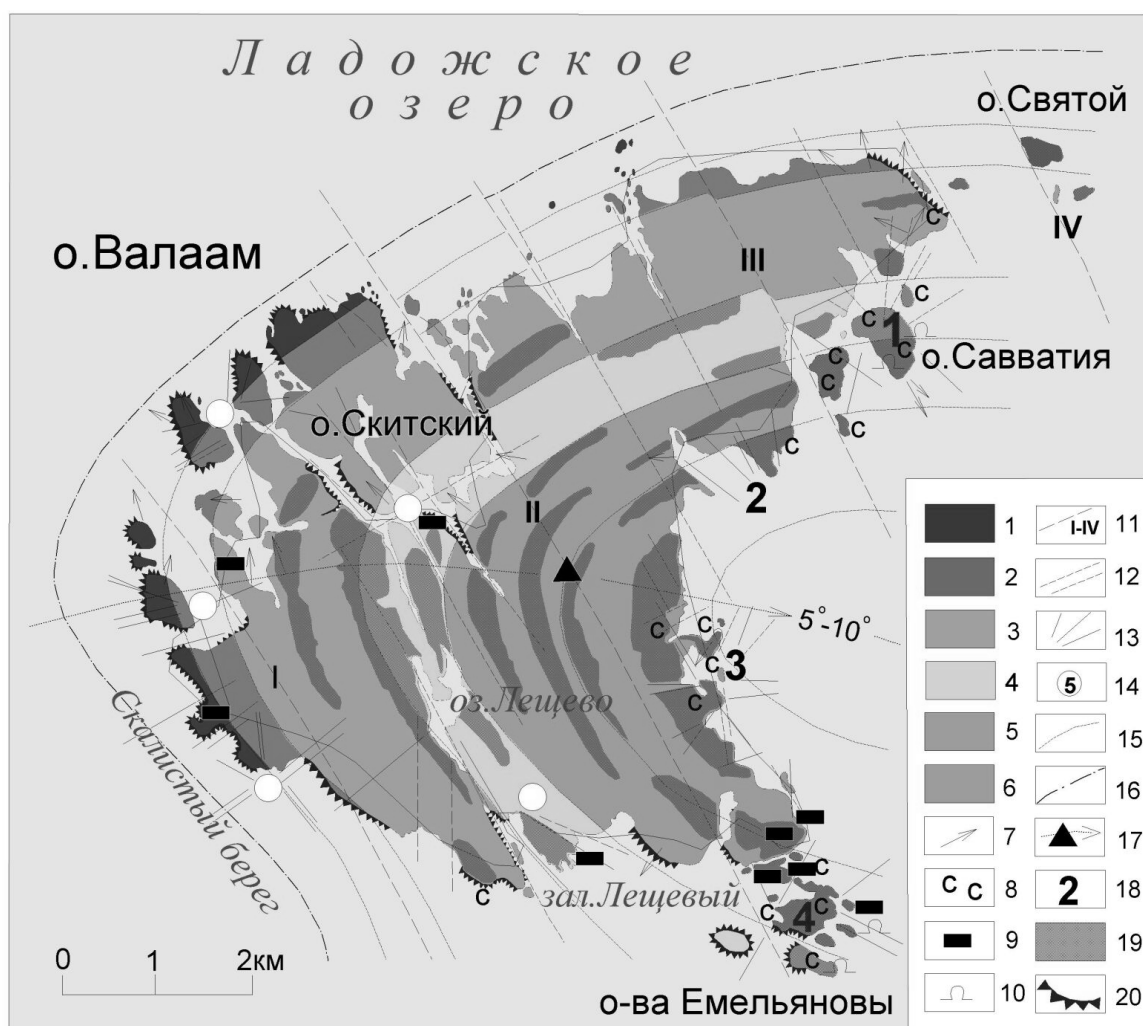


Рис. 15. Геологическая карта силла габбро-долеритов о. Валаам:

Петрографические разновидности пород: 1 – феррогаббро; 2 – олифовые габбро-долериты; 3 – трахитоидные габбро-долериты; 4 – лейстовые габбро-долериты; 5 – габбро-монциты; 6 – метельчатые габбро-монциты, монциты; 7 – направления трахитоидности; 8 – карбонатизация; 9 – медносульфидная минерализация; 10 – купола локальной монцитизации; 11 – зоны межблоковых разломов (главные): I – Бол. Никоновский, II – Монастырский, III – горы Феодоровского, IV – острова Святого; 12 – зоны межблоковых разломов (второстепенные) и трещины их оперения; 13 – наложенная радиальная трещиноватость; 14 – узлы радиальной трещиноватости: 1 – острова Московского, 2 – бухты Бол. Никоновский, 3 – Красной горки, 4 – острова Скитского, 5 – залива Лещевого; 15 – границы пород силла; 16 – предполагаемая граница нижнего контакта силла; 17 – осевая линия синклинали и угол ее погружения, проходящая через геометрический центр о. Валаам; 18 – объемные купольные структуры монцитов и кварцевых сиенитов: 1 – острова Савватия, 2 – мыса Оленьего, 3 – бухты Мельничной, 4 – островов Емельяновых; 19 – монциты, кварцевые сиениты; 20 – уступы тектонические, утесы береговые

– современный неотектонический этап;

– процессы выветривания и разгрузки напряжений на современном этапе образования локальной радиально-кольцевой структуры воздымания.

#### 4.2. ПЕРВИЧНАЯ ОРТОМАГМАТИЧЕСКАЯ ОТДЕЛЬНОСТЬ (ТИПЫ И СИСТЕМЫ). СТОЛБЧАТО-ПРИЗМАТИЧЕСКАЯ, БЛОКОВАЯ (ПАРАЛЛЕЛЕПИПЕДАЛЬНАЯ), ПЛИТЧАТАЯ ОТДЕЛЬНОСТЬ

В Валаамском силле отчетливо выражена первичная отдельность, образующая сочетание систем пластовых и поперечных секущих трещин различной ориентировки. Первичная отдельность – это внутреннее напряжение при контракционном сжатии, связанном с кристаллизацией магматического расплава. Она весьма разнообразна. Габбро-долериты имеют свой тип отдельности. В монцитах крупные купола (сотни метров) и мелкие (десятки метров) имеют свой тип отдельности, а граниты – свой. Многообразие систем



Рис. 16. Пластовая отдельность габбро-долеритов

отдельности позволяет установить элементы залегания пластовой интрузии. Нами выделены следующие типы первичной контракционной отдельности: пластовая (крупноплитчатая) — до первых метров и мелкоплитчатая — 10–15 см до 70–80 см; столбчато-призматическая (простая 5 и 6-гранная с вогнуто-прямыми ребрами); блоковая (сложная футляровидная 6-гранная, прямоугольная до кубической, параллелепipedальная, ромбоидальная).

Первичную отдельность нередко затушевывает наложенная трещиноватость. Валаам — свидетельство значительной переработки и усложнения первичной отдельности, но пока еще, к сожалению, отсутствуют оценки системы усложнения вторичной наложенной трещиноватости.

Пластовая отдельность отчетливо выделяется в объектах и создает впечатление наиболее ранней. Она самая устойчивая в структуре и хорошо выражена по простираанию. Будучи конформной с поверхностью, характеризуемая отдельность очень пологоволнистая и близка к горизонтальной в ядре синклинали. Поверхность плоскости пластовой отдельности, как правило, шероховатая, бугристая, иногда с отщипами, дающими ямки, большей частью малых размеров. Пластовая отдельность определяет общую морфоструктуру силла в современной складчато-блоковой разломной горсто-грабеновой системе. Острова и плато, клифы и клиппены, бухты и системы внутренних проливов — все тесно связано с пластовой отдельностью. Острова Лункулансаари и Мантинсаари, Хейнясенмаа, Валаам и ряд мелких островов подчинены орографии пластовой отдельности.

Эта отдельность может рассматриваться как общий тип для всего силла, так и отражение ее конформности с ним и с общим планом кристаллизационной расслоенности. Это феноменологическое свойство Валаамского силла (рис. 16). Частная пластовая отдельность отражает местные условия остывания расплава, особенно в случае смещения магм. Весьма ярко она проявлена в зонах купольных структур (о. Келисаари, Палинсаари и др.), где изменяется от пологоволнистой до пластово-купольной.

Выразительна пластовая отдельность и на о. Палинсаари, где она великолепно выдержана как в плане, так и в разрезе. Здесь амплитуда пологой волнистости от начальных дециметров до 5, 10, 15 м диаметром 100–500 м. Она не может быть интерпретирована как отдельность изгиба при проседании или воздымании и характеризует купольную структуру монцонитов. Стало быть, здесь пластовая отдельность разновозрастная: общая — ранняя и частная — поздняя. Время их образования относительно короткое. Пластовая отдельность фиксируется нами в общем объеме силла, в куполах монцонитов, в столбиках гранофилов, а также в горизонтальных пластовых телах и монцонитов, и гранофилов.

В горизонтальном срезе полого-волнистая пластовая отдельность и пластовая отдельность купольных монцонитов сочетаются с радиальной и поликонцентрической отдельностями (рис. 17), что в отпрепарированном виде используется при картировании залегания силла в разных его участках. Сочетание разных типов отдельности при денудации и абразии играет решающую роль в формировании рельефа Валаамско-Салминской островной гряды и микрорельефа всех и каждого острова. Пластовая отдельность фиксирует общий наклон плато островов независимо от их величины и по падению способствует формированию полого погружающегося бенча.

Плитчатая отдельность (рис. 18) широко распространена по всему разрезу силла. Тонкоплитчатая отдельность наблюдается в трех случаях: в головах столбчато-призматической отдельности, но не бывает в блоковой, а также в верхних частях купольных структур и в их обрамлении; в зонах наложенной трещиноватости на блоковую отдельность; в зонах сдвиговых дислокаций, сопровождаемых наложенной трещиноватостью, зонами складчатых дислокаций — изгибов, куполо-сводовообразования в крыльях антиклинальных и синклиналиных структур, а также при надвиговых чешуйчатых сколах по серии параллельных плоскостей. Видимо, плитчатая отдельность наиболее часто развивается в купольно-брахиформных структурах в условиях максимального литостатического разуплотнения и реализации горных напряжений при снятии их в ходе воздымания. Таким образом, она является важным признаком структурной ситуации.

Столбчато-призматическая блоковая (параллелепipedальная) отдельность встречается по всему разрезу Валаамского силла (рис. 19), но наиболее выразительна в нижней части разреза. Первичная столбчатая отдельность формируется только в активных средах градиентных температур, где должны быть сохранены критические значения, т. е. происходит подток тепла. В разрезе силла она наиболее четко проявляется на глубине 160–90 м. Структуры ячеистых течений подчеркиваются первичными системами отдельности. Каждая отдельность отражает мельчайшие температурные неоднородности и возникающие при сжатии, раскристаллизации (усадке), фиксируя их системами первичных трещин отдельности. Колоннады с пяти- и шестиугольной формой в поперечнике размером 1,5 до 5 м являются наиболее распространенными (Светов, Свириденко, 1995). Можно наблюдать взаимопереходы столбчато-призматической отдельности с параллелепipedальной и блоковой. Закономерность таких латеральных переходов нами установлена в пределах купольных структур. Призматическая и столбчато-призматическая отдельность обычно наблюдается в центральной части купольных поднятий, сменяясь в краевой части параллелепipedальной. Центральной части межкупольного прогиба свойственна тонкоплитчатая и плитчатая отдельность, тогда как для пограничной зоны прогиба и поднятия характерна блоковая отдельность и блоково-глыбовая, переходящая в параллелепipedальную. Редко встречаются типы



Рис. 17. Сочетание радиальной и поликонцентрической отдельности



Рис. 18. Плитчатая отдельность



Рис. 19. Столбчато-призматическая отдельность (в горизонтальном сечении)

отдельности: глыбовая полиэдрическая и радиальная — цилиндрическая — коническая в куполах и особенно в столбиках.

#### 4.3. ПОЛОГОВОЛНИСТАЯ, ЛИНЕЙНАЯ И ЛИНЕЙНО-КУПОЛЬНАЯ ОТДЕЛЬНОСТЬ. ПЛАСТОВО-КУПОЛЬНЫЕ И КУПОЛЬНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ

В породах Валаамско-Салминской островной гряды широко развиты купольные морфоструктуры. Для них очень характерна пологоволнистая купольно-брахиформная пластовая отдельность, которая отмечается практически повсеместно и представлена двумя кинематическими типами: наддиапирово-купольным и типом бокового сжатия. Первый тип образовался в ходе процесса взаимодействия кислого расплава с кристаллизующимися габбро-долеритами в условиях обогащения летучими компонентами и разуплотнения. Второй тип (бокового сжатия) связан с механизмом складчатости и образованием складок сундучного типа. Кроме того, пологоволнистая морфоструктуризация (вплоть до надвиганий в крыльях складок) возможна при блоковых движениях (горсто-грабеновая система).

Складчатые купольно-брахиформные морфоструктуры обычно формируются независимо от того, были ли монцониты или нет. Они в равной мере развиваются и по долеритам (монцонитизированным). Видимо, пологоволнистая отдельность, типичная для купольных морфоструктур, гетерогенна. В каждом отдельном случае ведущую роль в ее образовании могли играть разные причины.

Пологоволнистая отдельность особенно выразительна на габбро-долеритах о. Байонного (рис. 20). Ее происхождение не совсем ясно. Возможно, она первичная и обусловлена становлением силла, но не исключается и возможность связи с наложением тектонических деформаций при образовании Пашско-Ладожской горсто-грабеновой системы. Скорее всего, что эта пологоволнистая отдельность есть следствие кристаллизационной усадки в ходе конвективного перемещения тепловых потоков и диффузионного перемещения масс в ходе остывания. В таком случае исключается роль неравномерного давления горных масс под кровлей силла. В целом роль литостатического давления очевидна. Скорее всего, определяющим является сочетание массы силла в ходе изменения гравитационных сил по мере кристаллизации в сопровождении процессов бокового сжатия. Вдоль берега острова наблюдается серия пологих куполовидных волнообразных складок шириной 10–20 м и высотой до 1 м.

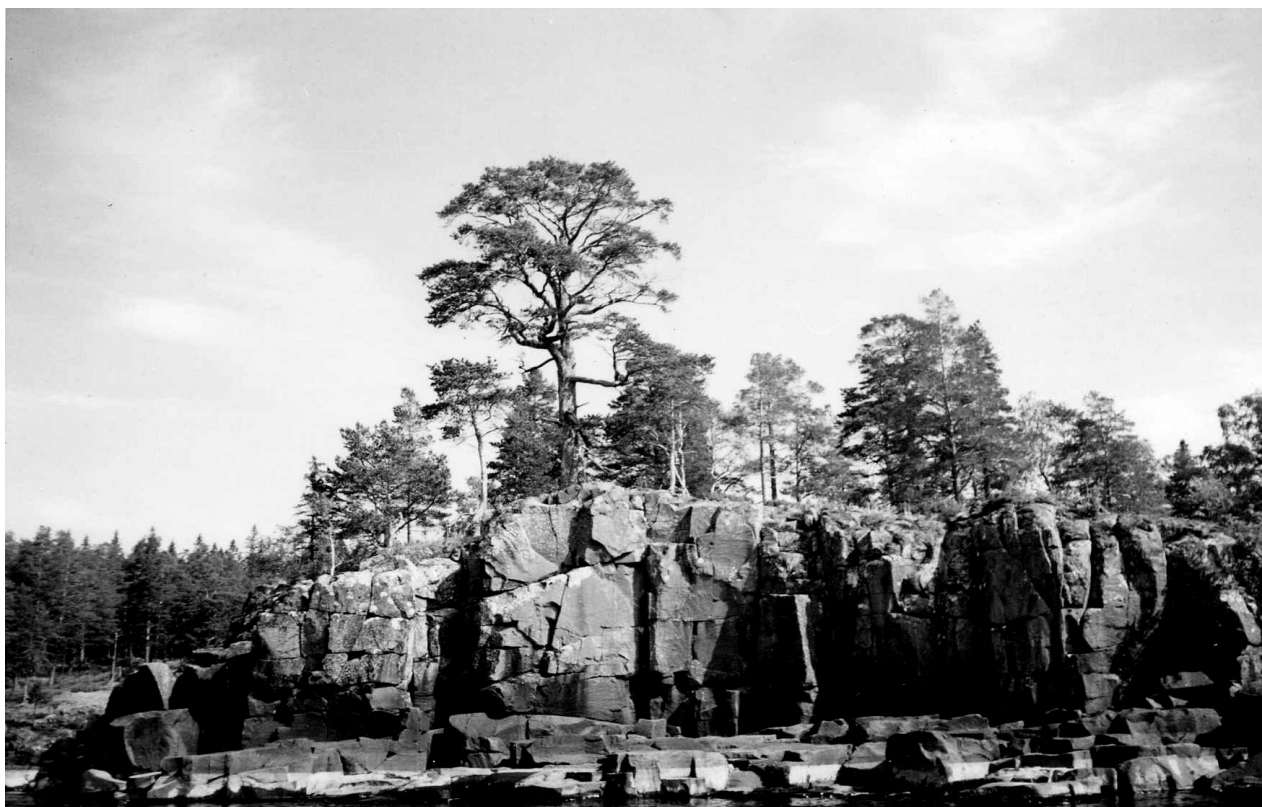


Рис. 20. Пологоволнистая отдельность

Соотношение контракционной первичной отдельности и наложенной неотектоники при формировании купольных структур более четко прослеживается на о. Емельянов с веерной ориентировкой пологих волн:  $320^\circ$ ,  $325^\circ$ ,  $335^\circ$ , погружение под углом  $15-5^\circ$  (рис. 21). В центральной части купола наблюдается беспорядочная отдельность, обусловленная наложением на первичную трещиноватость рифейской складчатости, мезозой-кайнозойской постгляциальной тектоники и неотектоники.

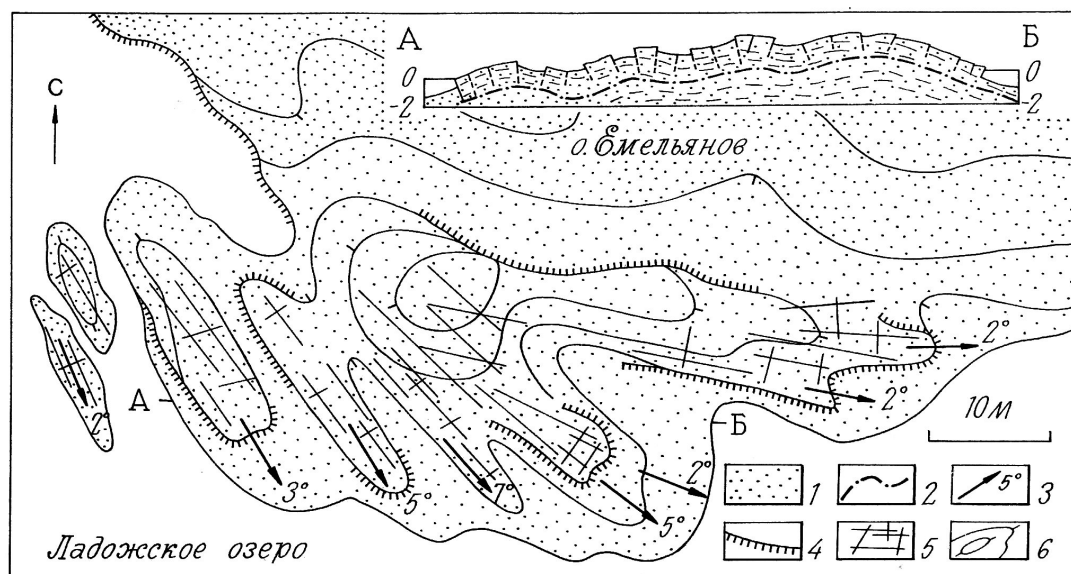


Рис. 21. Пологоволнистая линейно-купольная отдельность в габбро-долеритах о. Емельянова:

1 — монцитизированные габбро-долериты; 2 — граница пологоволнистой отдельности; 3 — погружение осей складок; 4 — границы островного бенча; 5 — блоковая отдельность; 6 — морфология острова

В ядре купола монцитониты грубозернистые пятнистые. Их мощность не менее 6 м. К краевой части монцитонитизация снижается с постепенным переходом в неравномерно монцитонитизированный габбро-долерит. Наиболее четкой и легко диагностируемой является параллелепипедальная отдельность в своде купола. По его удлинению идет плитчато-параллелепипедальная с уменьшением граней, параллельных оси удлинения. На крыльях свода — вновь параллелепипедальная (больших размеров).

На седловинах отдельность более правильная, в своде правильная, но мелких размеров. Однако постоянно происходит усложнение отдельности, что обусловлено позднемагматическими и постмагматическими усадочными явлениями, системой горных напряжений и тектоники, наложенной на рифейский осадочно-вулканогенный чехол (складчатость и грабенообразование байкальского времени). Помимо того очень ярко проявляется наложенная неотектоника, с которой связано увеличение числа склоновых трещин, сдвигов, милонитизации, часто «обволакивающей», кручение блока. Зоны милонитизации и пластовых скольжений сопровождаются образованием кварцевых прожилков, жилков и карбонатных гнезд. Неотектоника постгляциального изостатического поднятия способствовала новым блоковым воздыманиям, раскрытию и образованию зияющих трещин, вследствие чего часто можно наблюдать расхождение стенок зон скалывания, притирания, дробления и образования глубоких извилистых, обычно ступенчатых и реже линейных трещин, вплоть до рвов и узких долин, располагающихся либо на склонах, либо в сводах купольных структур. В таких случаях палеоические ледниковые поверхности курчавых скал бывают террасированы, приобретают ступенчатый вид.

В центральной сводовой части купольных структур нередко проявлена радиальная отдельность. Примером может служить о. Сипулисаари с развитыми брахиформными купольными структурами. Ширина куполов 30–40 м, межкупольных седловин — 10–15 м. Высота волновых структур до 1–2 м, чаще 1,5 м. Эти структуры выделяются по отчетливой пологоволнистой отдельности. Блочность особенно яркая в ядрах — где радиальная отдельность формирует первичную параллелепипедальную блокировку пород.

При рассмотрении различных типов отдельности магматических пород Валаамского силла выясняется, что отдельность формировалась не только под влиянием вертикальных усадочных явлений (проседание интрузии), но и в режиме сдвиговых деформаций сжатия. Северо-восточные и северо-западные ортогональные соотношения максимумов трещиноватости дают основание связывать их с радиальными движениями, с одной стороны, в осевой линии флексуры Полканова, а с другой — с началом блоковых движений по направлению с крутопадающей шовной зоной сочленения Карельского и Свекофеннского геоблоков.

Изучение многообразия типов отдельностей габбро-долеритов, монцитонитов-кварцевых сиенитов и гранитов в пределах горсто-грабеновой системы Валаамско-Салминской островной гряды, где в современном эрозионном срезе обнажаются породы различного уровня глубинности в разрезе силла, позволило выявить некоторые закономерности в распределении главных типов отдельности по разрезу (табл. 5).

В основании разреза гиаобазальты зоны закали и магнетитовые габбро-долериты имеют горизонтально-пластовую, параллелепипедально-пластовую и блоковую отдельность. Здесь отсутствует первичная пологоволнистая отдельность, которая, по-видимому, устанавливается на глубине не более 180 м в разрезе силла. В средней части силла в интервале примерно 90–150 м наиболее развита столбчато-призматическая отдельность. Вверх по разрезу на уровне интенсивно проявленной монцитонитизации отдельность

Т а б л и ц а 5. Отдельность в Валаамском силле

	Тип отдельности	Тип конвекции расплава	Уровень глубинности
0 м	Зона закали		
10	Тонкоплитчатая	Развитая турбулентная	VI
20	Пластово-плитчатая		
30	Купольная спиралевидная	Структурная перестройка и рост коротко-периодических осцилляций	V
40	Полигонально-призматическая до столбчатой		
50			
60			
70			
80			
90		Структурная перестройка и дрейф ячеек	IV
100		Установившаяся трехмерная ячеистая конвекция	III
110	Столбчато-призматическая	Ячейки Бенара	
120			
130			
140			
150			
160	Пологоволнистая	Двухмерная валиковая конвекция	II
170			
180			
190	Пластовая блоковая	Нет движения	I
200			
210			



максимально усложняется. Преобладающей становится купольная, купольно-волнистая и спиралевидная отдельность в сочетании с полигонально-призматической и до столбчатой. Пологоволнистая отдельность распространена не выше уровня 25–40 м, сменяясь пластово-плитчатой. В прикровельной закалочной части силла развита пластово-плитчатая, тонкоплитчатая отдельность.

#### 4.4. ГРАНОФИРОВЫЕ ЖИЛЫ И ЛОПОЛИТЫ

Одной из довольно сложных проблем петрологии магматических пород Валаамского силла является проблема соотношения базитового и кислого магматизма. Ее решение усложняется тем, что среди пород гранитного состава преобладают многочисленные, но маломощные жилы, наблюдающиеся по всему разрезу силла. Статистическое изучение гранофировых жил подтвердило установленную ранее закономерность (Светов, Свириденко, 1995), что наиболее распространенными являются жилы мощностью 1 см (рис. 22) при вариации мощностей от 0,1 до 30 см. В абсолютном большинстве жилки гранофиров имеют неровные извилистые простираения.

Внедрение жил было многоактным. Самые ранние имеют серую, розовато-серую и зеленоватую окраску. Они широко распространены в нижней части силла. Примером могут служить жилы серого гранофира на двух островках во входе в Монастырскую губу, где их мощность достигает 3 см при протяженности до 15 м. Аналогичные ранние жилы широко распространены на архипелаге Хейнясенмаа и Мюкерику. Обычно они представлены нитевидными тонкими, до пунктирных жилками извилистого простираения, не имеющими сплошности и не обнаруживающими системного расположения, сопряженного с какой-либо трещиноватостью или отдельностью (рис. 23).

Кирпично-красные жилы, более поздние, явно преобладают. Они линейно выдержаны. Длина 8–10 м, а иногда и 20–25 м — не предел. Наиболее частые соотношения — ветвистые, коленообразные (рис. 24). Система жил также не имеет сопряженности с отдельностью габбро-долеритов. Каковы напряжения при внедрении ранних и поздних жил — тема специальных исследований. Замечено лишь, что поздние жилки очень часто образуют резкие вариации в углах падения. Кирпично-красные жилки иногда пересекают несколько систем отдельностей (полигональную плитчатую и столбчато-призматическую). На о. Сосимансаари в пологоволнистой отдельности встречена система разновозрастных гранофировых жил (рис. 25). Более мощные жилы, как правило, имеют горизонтальное, либо пологое залегание. Кирпично-красные гранофировые жилы обладают индивидуальной системой отдельности, на которую иногда накладывается отдельность габбро-долеритов. Таким образом, выявлено многократное внедрение гранофировых жил. Жилки серых гранофиров отчетливо

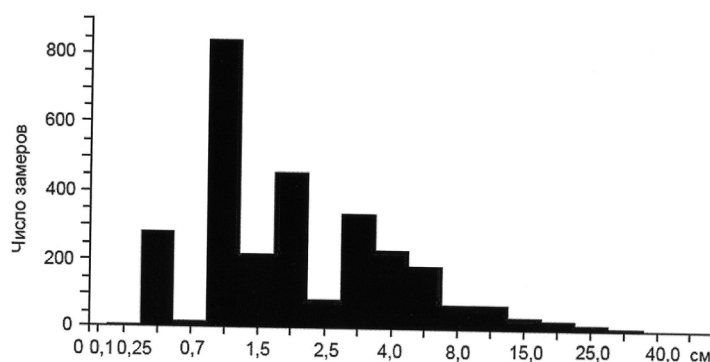


Рис. 22. Статистическая оценка мощности гранитных жил



Рис. 23. Жилы гранита в габбро-долеритах о. Валаам

более ранние. Окварцевание с сульфидной минерализацией завершает рассмотренную последовательность формирования жил.

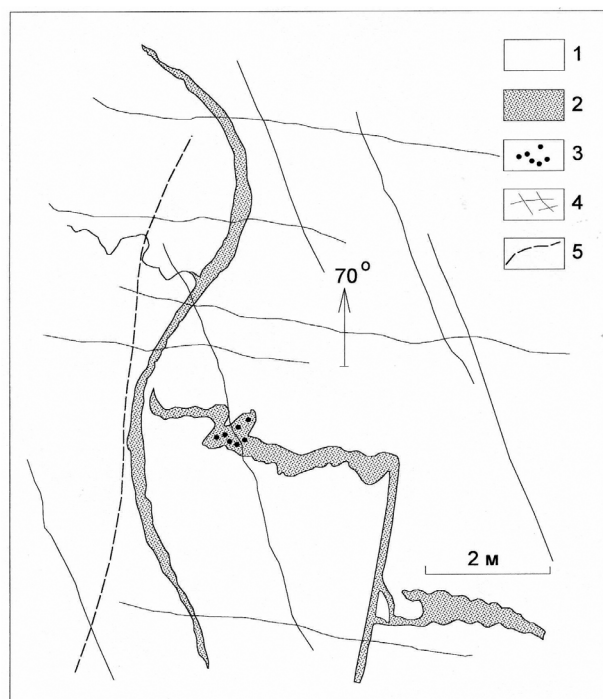


Рис. 24. Морфология вертикальных жил кирпично-красных гранофиров в плоскости горизонтальной пластовой отдельности монцонитовых габбро-долеритов о. Сосимансаари (Валаамский архипелаг):

1 — габбро-долерит массивный, пятнистый монцонитовый; 2 — гранофиры; 3 — скопления мелких миндалей с кварц-кальцитовым заполнением; 4 — система поздней отдельности; 5 — трещина ранней отдельности с кварц-кальцитовой минерализацией

На о. Восточный Емельянов имеются гранофировые жилы с лополитами в виде небольших «блюдецек» или микролополиты, для которых жила служит питающим каналом. Можно, таким образом, предполагать, что здесь были питающие каналы, главные магмоводы. От них заполнились трещины по простиранию. Длина этой трещины около 7–10 м, мощность до 5 см, диаметр лополитов до 40 см. Их истинный размер трудно оценить, так как не известна величина эрозионного среза.

Пластовые тела гранофиров местами образуют сложные структуры (рис. 26) (о. Сипулисаари). Это системы жил камерно-инъекционного типа при умеренном масштабе размерности. Встречаются многоэтажные жилы, когда две равновеликие по мощности соединяются вертикальным телом. Весьма ярко выражена лополитообразная форма гранитных тел, формирующихся при контракционном проседании габбро-долеритов. Напряжения реализуются в трещинах отрыва, куда и внедряется гранитный расплав. Важно отметить, что эти жилы, мощностью обычно более 20 см, залегают в пятнистых монцонитах и сиенитах, т. е. в метасоматически измененных габбро-долеритах. На западном берегу бухты Дивной о. Валаам в ее приустьевой части в трахитоидных габбро-долеритах также вне зависимости от системы отдельности встречено тело аплитовидных гранитов сложной конфигурации (рис. 27), сопровождаемое монцонитовой «коронай». В гранитах проявлена скорлуповатая и радиальная отдельность. Более поздняя первичная параллелепипедальная отдельность габбро-долеритов накладывается на граниты. Присутствие зоны заковки в гранитах свидетельствует о том, что к моменту их внедрения толеитовая магма была закристаллизована, и флюидизированный гранитный расплав производил метасоматическую монцонитизацию габбро-долерита. Характер контактов тела аплитовидных гранитов обеспечивается силами поверхностного натяжения в условиях спокойной динамической среды медленного течения.

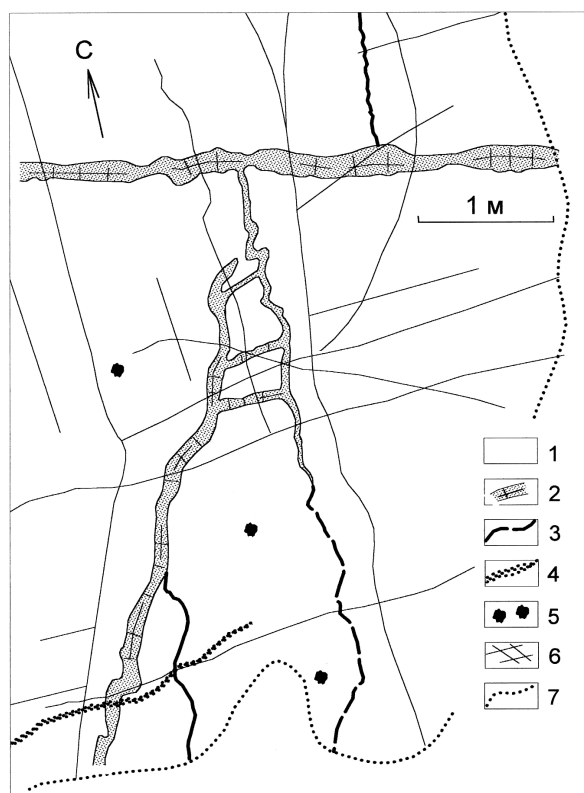


Рис. 25. Система вертикальных кирпично-красных гранофировых жил в плоскости горизонтальной пластовой отдельности в монцонитах о. Сосимансаари (Валаамский архипелаг):

1 — монцониты, монцонитовые габбро-долериты; 2 — жилы кирпично-красных гранофировых жил с осветленными зонами заковки в эндоконтакте и системой автономной отдельности; 3 — жилки ранних серых гранофиров, нитевидные, иногда пунктирные; 4 — зона наложенного окварцевания с сульфидами; 5 — пятна монцонитизации, «фонтанчики» нередко с минерализованным кварц-кальцит-пектолитовым ядром; 6 — система наложенной поздней отдельности; 7 — граница обнаженности

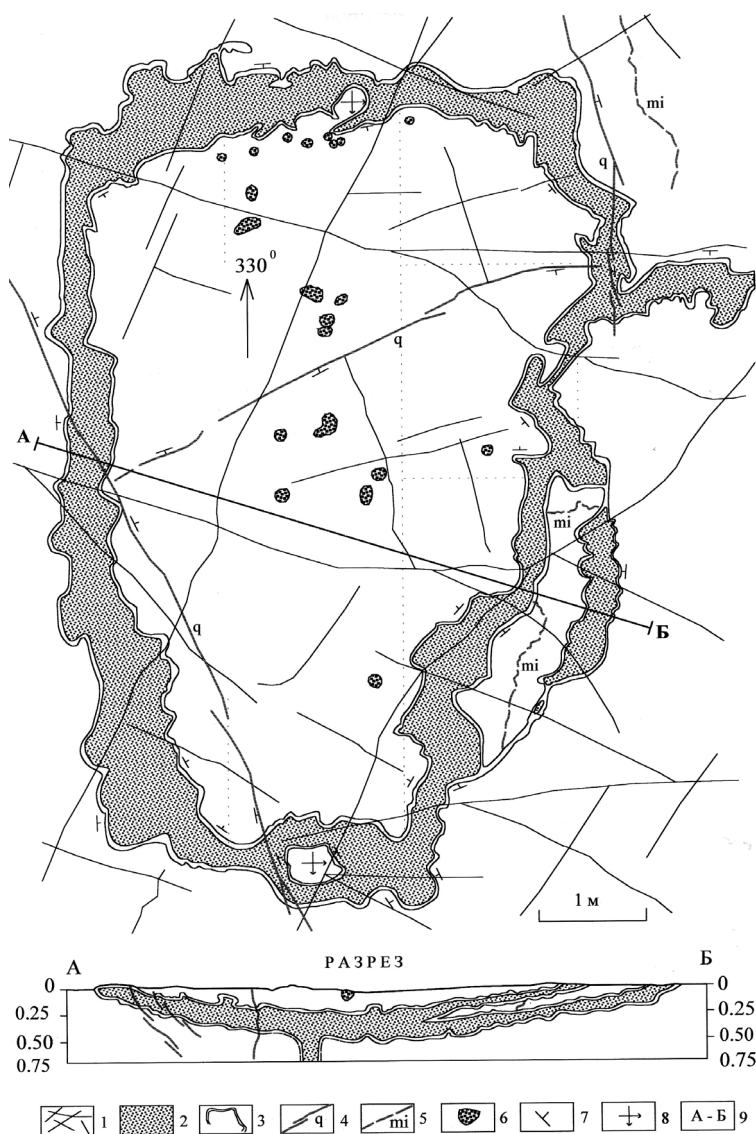


Рис. 26. Лополитообразная форма залегания мелкозернистых гранитов в монцонитизированных габбро-долеритах. Валаамский архипелаг о. Сипулисаари:

1 — монцонитизированные габбро-долериты с первичной параллелепипедальной отдельностью; 2 — тонкозернистые кирпично-красные гранофиры и граниты; 3 — зона закалки, светлые зеленовато-серые гранофиры; 4 — кварцевые жилы; 5 — прожилки гранофилов; 6 — «фонтанчики» и каплевидные обособления гранофилов; 7 — пологое залегание пород; 8 — горизонтальное залегание пород; 9 — линия разреза

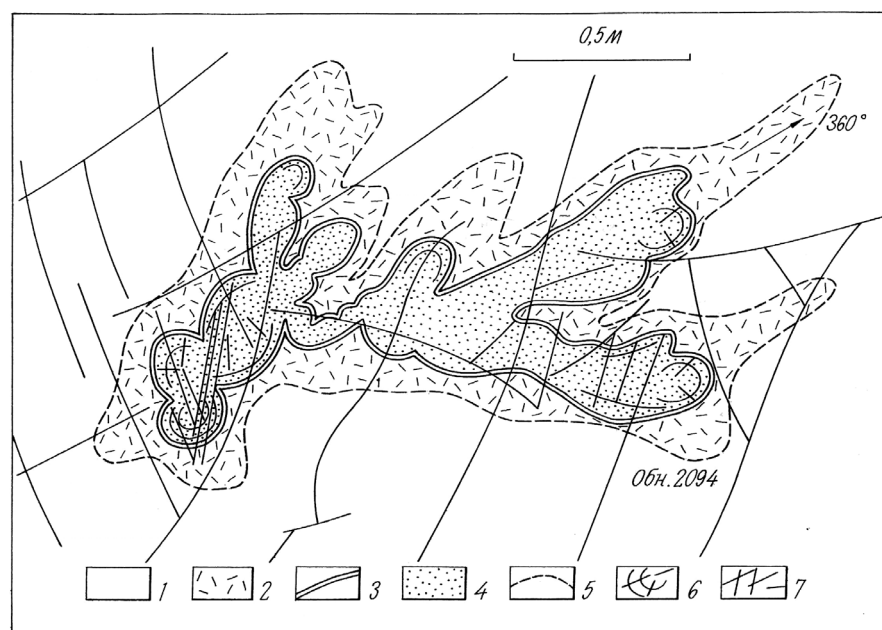


Рис. 27. Изометричное тело кирпично-красных аплитовидных гранитов, сопровождаемое «коронай» монцонитизации в габбро-долеритах о. Валаам (Бухта Дивная):

1 — габбро-долериты; 2 — монциты; 3 — мелкозернистые аплитовидные граниты зоны закалки; 4 — среднезернистые лейкограниты; 5 — границы «короны» монцонитизации; 6 — скорлуповатая и радиальная отдельность; 7 — первичная параллелепипедальная отдельность

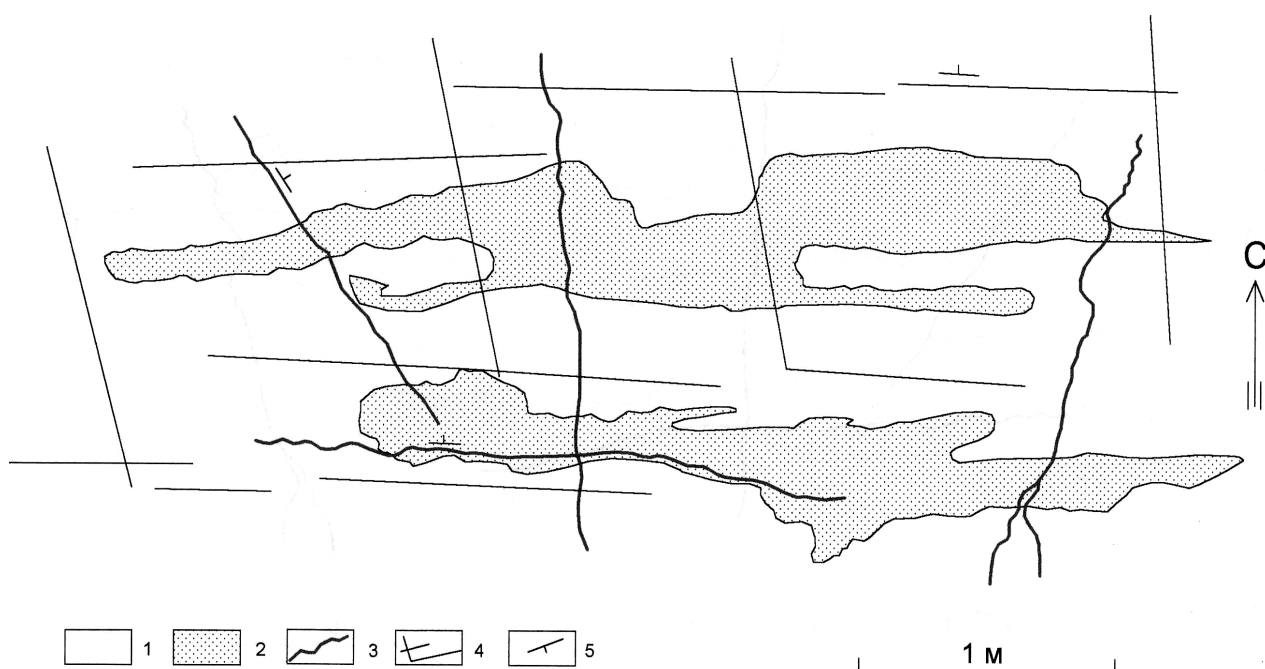


Рис. 28. Пластовые тела монцонитов в магнетитовом габбро-долерите о. Мюкериккю:

1 – габбро-долерит; 2 – монцонит; 3 – жилки розового гранофира; 4 – система пластовой отдельности; 5 – залегание пород

Существуют признаки и более поздней (третьей) генерации гранитных жил. Самым ярким из них является пересечение гранитными жилами пластовых интрузивных тел метельчатых монцонитов, более поздних относительно пятнистых метасоматических монцонитов (Светов, Свириденко, 1995). В Лешевой бухте о. Валаам пластовое тело метельчатых монцонитов, залегающее в купольной структуре пятнистых монцонитов, сечется тремя жилами гранофира, мощностью 2–6 см. Аналогичные соотношения пластовых монцонитов и гранофировых жил наблюдались на о. Мюкериккю (рис. 28). Единичные маломощные жилки гранита внедряются по зонам милонитизации. Гранофировые жилы часто содержат выщелоченные каверны карбоната, локализующиеся в их прикровельной части и свидетельствующие о повышенном содержании флюида в гранитном расплаве. В единичных жилах встречены сульфиды железа и меди (о. Палинсаари). Жильные тела обладают обособленной от габбро-долеритов отдельностью (пластовой, ортогональной, столбчатой, полигональной). Таким образом, гранитный расплав в габбро-долеритовом силле формирует интрузии, но мелких размеров.

#### 4.5. ГРАНОФИРОВЫЕ ТРУБКИ И ПОЛЯ ГАЗОВЫХ «ФОНТАНЧИКОВ»

Трубчатые тела гранофиров и газовые «фонтанчики» наблюдаются по всему разрезу силла, но главная их масса сосредоточена в его верхней части, где в составе трубок сохранились многочисленные каверны, вплоть до сифонов, длиной до 1,5 м и диаметром до 30 см, заполненные преимущественно кальцитом. Гранофировые трубки весьма разнообразны. Наиболее крупные из них встречаются в центральной и восточной части Валаамско-Салминской островной гряды. На о. Хонкасаари из 68 задокументированных преобладающими являются трубчатые тела от 15 до 30 см в диаметре. В западной части гряды распространены трубки диаметром 10–20 см. По всему разрезу силла известны единичные трубчатые тела диаметром 50 см и даже до 80 см (табл. 5). Трубки обычно ассоциируют с пластовыми гранитами, образуя скопления в кровле лополитов (рис. 26). Кроме того, они обычны в местах соединения коленообразных жил, в тройных соединениях столбчатой отдельности и в ее центральных частях (рис. 29). Трубчатая форма обусловлена, по-видимому, обогащением гранитного расплава флюидами и гидротермами. Ярким свидетельством тому служит известково-кварцевый состав заполнения центральных сифонов (рис. 30).

Гранофировые трубки в большом количестве присутствуют в центральной и восточной части Валаамско-Салминской островной гряды (Светов, Свириденко, 1995). Трубчатые тела местами секутся гранофировыми жилами, что находится в соответствии с неоднократным внедрением жил. Форма их в горизонтальном срезе весьма разнообразна: от идеально круглой до эллипсоидальной (рис. 31). Встречаются сложноорганизованные тела, представляющие собой группу трубок со сближенными сифонами и с разной продуктивностью

по расходу летучих компонентов. Иногда они имеют радиально-лучевую форму. Трубки гранофиров нередко характеризуются зональным строением. Их центральные части представляют газовые полости с четкими ровными поверхностями раздела, заполненными гидротермальными минералами: кварцем, карбонатом, иногда пектолитом и селадонит-сметитом. В краевой эндоконтактной зоне гранофир мелкозернистый. В отдельных случаях в гранофировой трубке можно встретить габбро-долерит (рис. 30). При зональном строении, в краевой зоне наблюдается серый гранофир, сменяющийся к центру розовым.

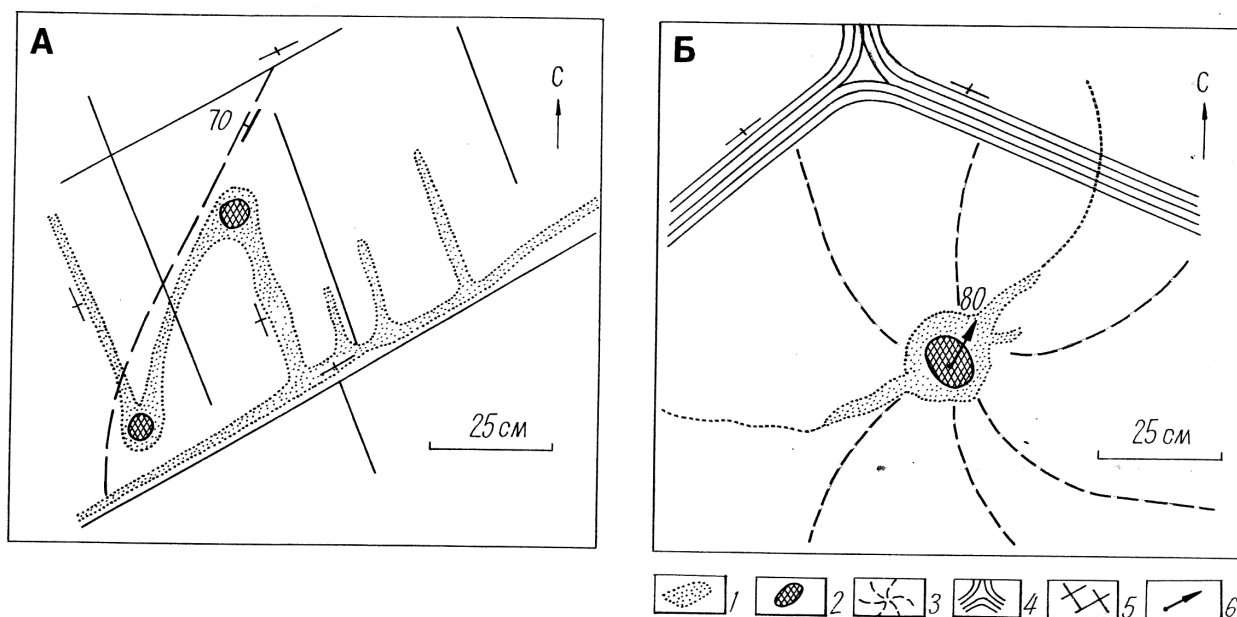


Рис. 29. Трубчатые тела гранофиров в ассоциации с параллелепипедальной (А) и столбчатой (Б) отдельностью:

1 — монцитизация габбро-долерита; 2 — гранит; 3 — контракционная трещиноватость; 4 — тройное соединение столбчатой отдельности; 5 — параллелепипедальная отдельность; 6 — направление падения трубчатого тела

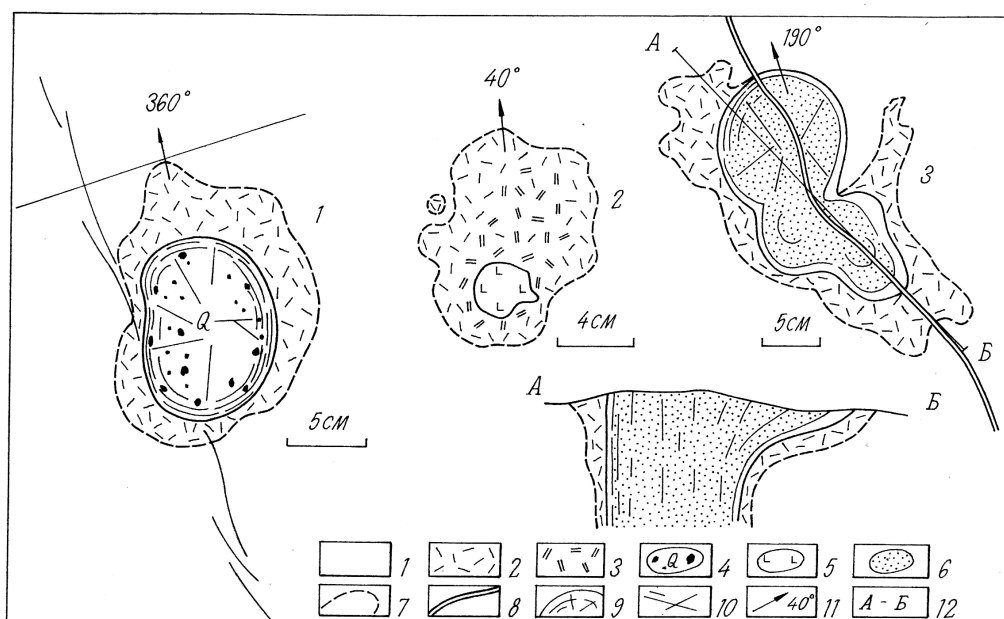


Рис. 30. Трубчатые тела и газовые каналы в лейстовых ферротитановых габбро-долеритах о. Валаам, выполненные гидротермальным кальцит-халцедон-кварцевым агрегатом (1), среднезернистым однородным габбро (2) и красноватым аплитовидным гранитом (3):

1 — лейстовые габбро-долериты; 2 — «короны» монцититов; 3 — пластинчатые агрегаты клинопироксена в грубозернистых монцититах; 4 — гладкостенный вертикальный канал, заполненный агрегатом полосчатого розовато-серого халцедона, зернистого кварца (в центре) с гнездами горного хрусталя, аметиста, исландского шпата и зеленоватого кальцита; 5 — габбро-долерит равномернозернистый, заполняющий газовый канал; 6 — гранофир-мелкозернистый гранит цилиндрической трубки сложной формы; 7 — граница «короны» монцититов; 8 — наложенная зона трещиноватости и милонитизации; 9 — радиальная и концентрическая отдельность в трубках; 10 — первичная параллелепипедальная отдельность в габбро-долеритах силла; 11 — ориентировка удлинения трубки; 12 — линия поперечного разреза трубки



Рис. 31. Форма гранофировых трубок в горизонтальном срезе

Монцонитовое окаймление (корона) — явление почти повсеместное. Если трубки находятся на гранофировой жиле, то корона ориентирована по простиранию жилы, если они наклонные, то мощная корона расположена с висячего контакта (рис. 32). На островах Крестовых и о. Мэюккисаари установлены два главных направления ориентировки гранофировых трубок: СЗ 310° и СВ 50°.

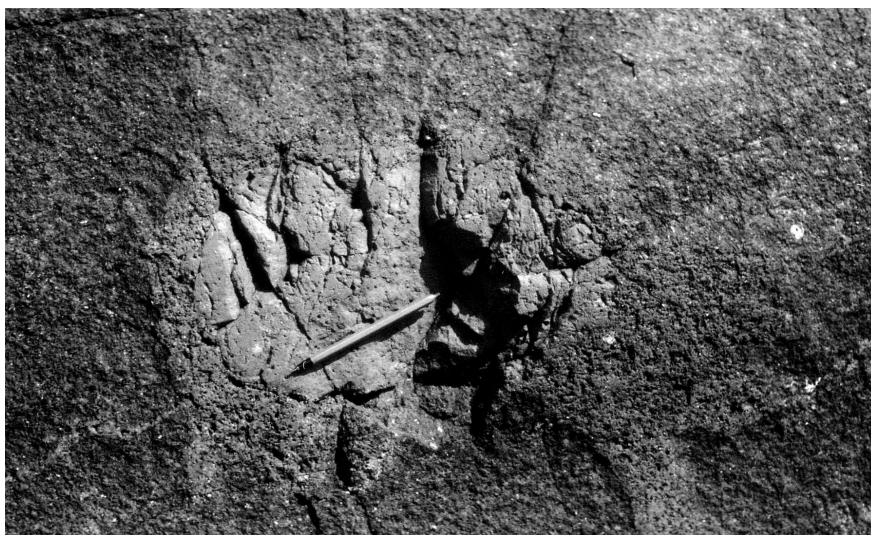


Рис. 32. Гранофировая трубка с монцонитовой «коронай» в горизонтальном срезе

Газовые «фонтанчики» — исключительно локализованные образования и формируют группы, поля радиусом от 40–50 см до первых десятков квадратных метров. Диаметр их — 0,5–3 см, иногда до 5 см, широко развиты на восточной части о. Валаам, Емельяновых островах. В разрезе газовые «фонтанчики» образуют веерообразные скопления (очень равномерные) с ориентировкой пустоток к центру. Установлена их отчетливая связь с зонами монцонитизации. Это дает основание полагать, что интенсивная дегазация гранитного расплава происходит по зонам метасоматической монцонитизации габбро-долеритов. Над крупными гранофировыми жилами в ассоциации с ними наблюдаются кварц, карбонат, пектолит, сульфиды меди.

#### 4.6. ТЕРМОГРАВИТАЦИОННЫЕ КУПОЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ МОНЦОНИТОВ-СИЕНИТОВ (о. ВАЛААМ, о. ХЕЙНЯСЕНМАА, о. МЮКЕРИККЮ, о. СОКАТ (БРУОК), о. ПАЛИНСААРИ)

Купольные структуры очень типичны для Валаамского силла, особенно на островах Валаамского архипелага. На о. Валаам нами закартирована синклинальная складка с пологим погружением оси под углом 5–10° в юго-восточном направлении (рис. 15). Общая структура осложняется рядом мелких купольных структур монцонитизации. С ними связана радиальная трещиноватость, узлы которой приурочены к центрам купольных структур.



Купола монцонитизации образуются при метасоматическом преобразовании габбро-долеритов под воздействием субшелочного гранитного расплава. Как правило, наибольшее метасоматическое воздействие оказывают пологозалегающие гранитные тела, параллельные пластовой отдельности. В результате формируются породы переменного состава (от монцонитов до сиенитов и кварцевых сиенитов) с пятнистыми структурами. При этом уменьшается количество пироксена и происходит его перекристаллизация в крупные кристаллы. Одновременно увеличивается содержание калишпата и кварца. Самая интенсивная метасоматическая монцонитизация происходит в центре купольных структур. В краевых частях монцониты без резких контактов постепенно переходят в габбро-долериты.

Купольные структуры бывают крупных и мелких размеров, различаясь строением и составом. Диаметр куполов о. Валаам — о. Дивный — о. Келисаари составляет 750, 150, 50–60 м, куполов о. Савватия и о. Зосима — 750 м. Следует отметить, что острова Зосима, Дивный и Палинсаари образуют равно-сторонний треугольник со стороной 6,5 км. Примером крупных купольных структур являются структуры западной краевой части Валаамского силла.

Острова Кугри, Хейнясенмаа, Куккарлуото представляют перколяционную купольную систему монцонитов в габбро-долеритах с диаметром до 1500 м (рис. 13). Купола характеризуются радиальной вещественной зональностью (от пятнистых и метельчатых монцонитов в центре до феррогаббро-долеритов в краевых частях). Пластовая отдельность пологоволнистая. По периферии куполов четко проявлена столбчатая отдельность. Остров Мюккерикю — это также система пологоволнистых куполов. Вся западная его часть — система пологокупольных структур вокруг главного купола, высота которого составляет 17–18 м, диаметр 100 м. Отдельность столбчатая 300–360–60° и радиальная субвертикальная. В зоне главного купола отдельность кольцевая купольно-пластовая, столбчато-призматическая и глыбовая параллелепipedальная. В плане отдельность концентрически-радиальная. Главный купол представляет собой магмовыводящий канал (Светов, Свириденко, 1995).

На о. Келисаари купола монцонитов диаметром 10–15 м расположены в восточной части острова (рис. 33) и приурочены к центру крупного купола. В их разрезе в стенке острова видны два пласта с залеганием, близким к горизонтальному. Нижний пласт мощностью 2–3 м сложен пятнистыми и неравномернозернистыми монцонитами, содержащими неправильной формы обособления пегматоидного гранита (с обилием миароловых пустот), а также гранитные жилки с пустотами. Верхний пласт — среднезернистый метельчатый сиенит с длиннопризматическими кристаллами клинопироксена и плагиоклаза на фоне среднезернистой основной массы. Здесь также присутствуют миароловые пустоты диаметром до 2,5 см, выполненные гидротермальным кварцем. Видимая мощность пласта 4 м.

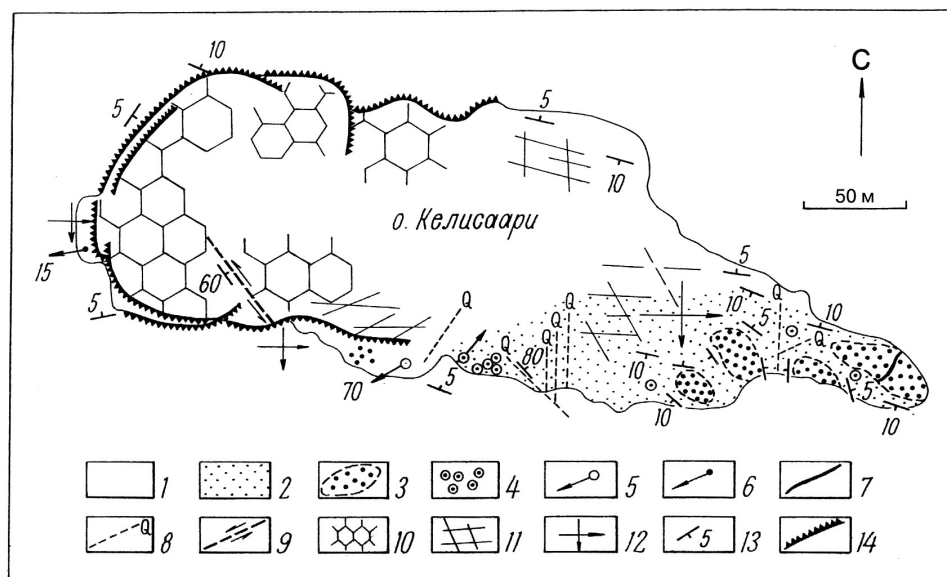


Рис. 33. Сиенитовые купола в габбро-долеритах и монцонитах Валаамского силла на о. Келисаари, Емельяновых островах Валаамского архипелага:

1 — габбро-долериты трахитоидные однородные; 2 — лейстовые габбро-монцониты и монцониты с обилием «фонтанчиков» сиенитов; 3 — купола (и пласты) сиенитов в монцонитах и габбро-долеритах; 4 — гранофировые столбики и их скопления; 5 — трубка гранофира и ее восстание; 6 — линейность плагиоклаза; 7 — система жил крупнокристаллического кальцита; 8 — зоны милонитизации и прокварцевания, нередко с кальцитом; 9 — зона сдвига и дробления; 10 — столбчато-призматическая отдельность; 11 — полигональная отдельность; 12 — горизонтальное залегание пластовой отдельности; 13 — наклонное залегание пластовой отдельности; 14 — береговые уступы, клифы и границы бенча

В средней части южного берега (в краевой части большого купола) среди сиенитизированных габбро-долеритов — пять столбиков гранофира диаметром от 1,5 до 7 см. В целом, судя по характеру пологоволнистой отдельности, этот купол в плане имеет спиралевидную форму. От простираения на СВ  $25^\circ$  постепенно ориентировка меняется на северо-западную и юго-западную.

Спиралевидная форма купольной структуры четко фиксируются на о. Емельянов (рис. 21). Как свойственно всем куполам, в их краевой части монцитизация снижается и отчетливо видно их соотношение с жилами гранофиров (рис. 34). Система гранофировых жил такова, что она по конусу обрамляет купол. Форма жил преимущественно коленообразная, при этом на краях купола они более крутые и выполаживаются ближе к конусу. В радиально ориентированных жилах к вершине купола угол падения увеличивается. С жилами ассоциируют ареалы гранитных трубок.

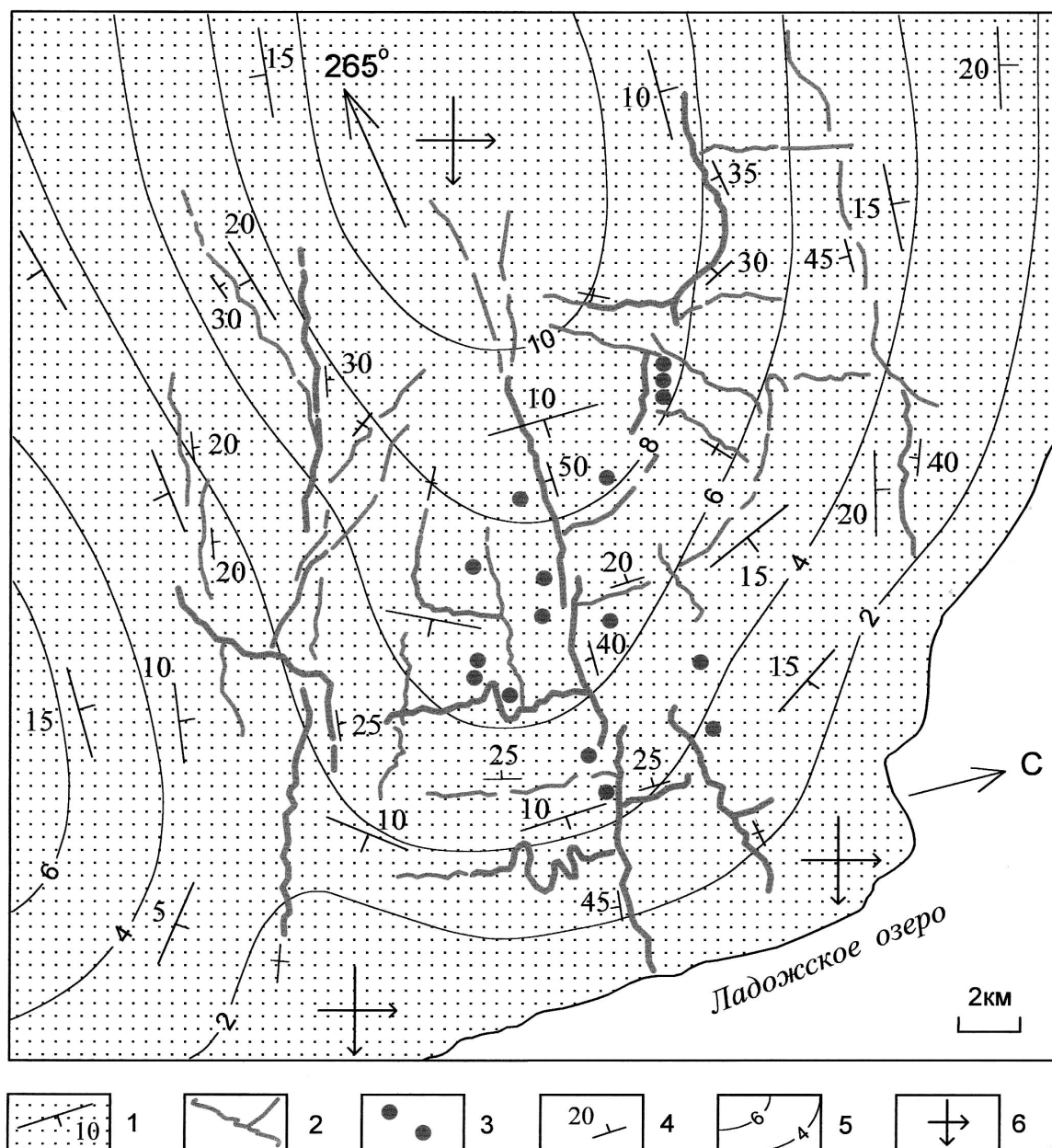


Рис. 34. Купольная структура монцитизации габбро-долеритов о. Емельяновы и система жильных секущих гранит-порфиров и порфировидных гранитов:

1 — однородные массивные габбро-долериты с отчетливой системой пластовой отдельности; 2 — жильные порфировидные граниты и гранит-порфиры; 3 — трубки и гнезда гранит-порфиров; 4 — элементы залегания жильных образований; 5 — горизонталь купола проведены через 2 м; 6 — горизонтальное залегание отдельности габбро-долеритов

Купольные структуры монцонитизированных габбро-долеритов центральной части островной гряды представлены на о. Палинсаари, где установлено 3 купола радиусом 150, 200, 350 м (Светов, Свириденко, 1995). Его отличительной особенностью является наибольшая распространенность монцонитов. В вертикальном разрезе мощность пластов монцонита достигает нескольких десятков метров. Широко развиты метельчатые монцониты, образующиеся за счет смешения базитовой и гранитной магмы. Морфология куполов фиксируется системами блоковой, матрацевидной, столбчатой, плитчатой и пластовой отдельности. В северо-восточной части острова присутствует автомагматическая брекчия, где обломки габбро-долерита цементируются метельчатым монцонитом. Можно предполагать, что купола монцонитов о. Палинсаари слагают краевую часть более крупной купольной структуры.

#### 4.7. ПИТАЮЩАЯ КОРНЕВАЯ МАНТИЙНАЯ СИСТЕМА МАГМОПРОВОДЯЩИХ ЗОН ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ СИЛЛА (СИСТЕМА КОРОВО-МАНТИЙНОЙ ПЕРКОЛЯЦИИ КАК КРИТЕРИЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОЧАГОВЫХ ДИАПИРОВЫХ СТРУКТУР)

Типичный для рифея бимодальный мантийно-коровый вулканоплутонизм южной краевой части Фенноскандинавского щита связан с геодинамикой длительно развивающихся разновозрастных центров эндогенной магматической активности: Салминского, Выборгского, Аландского (Светов, Свириденко, 2005), которые представляют собой мантийно-коровые диапиры. По своей длительности и многоэтапности развития они классифицируются как полициклические (Светов, 1999).

Сущность наследованности геологических процессов заключается в том, что благодаря гранулитовому метаморфизму в наддиапировой зоне в свекокарельское время (Свириденко, 2002) совершился прогрев земной коры, достаточный для того, чтобы в рифее произошло ее плавление под воздействием базитовой магмы, обеспечившее проявление бимодального магматизма. В раннерифейский этап вдоль краевой флексуры Полканова сформировались габбро-анортозит-рапакивигранитные плутоны: Выборгский (1667–1617 млн л.н.), Аландский (1584–1556 млн л.н.) и Салминский (1547–1530 млн л.н.). В среднерифейский этап, характеризующийся затуханием бимодального магматизма, были созданы силлы и дайки близких по составу долеритов и габбро-долеритов вместе с жилами и пластовыми телами высококальциевых гранитов, сопоставимых по составу с гранитами рапакиви (Светов, Свириденко, 1995). В обоих случаях на контакте гранитов и основных пород развиты монцониты. Наличие зон метасоматической монцонитизации габброидов, являющейся продуктом взаимодействия раскристаллизовавшейся базитовой магмы с гранитным расплавом, указывает на существование значительного промежутка времени между кристаллизацией базитового и кислого расплавов.

Типичным проявлением рифейского бимодального магматизма, как раннерифейского, так и среднерифейского, являются субгоризонтальные пластообразные формы залегания. Перемежаемость пластовых интрузивных тел габбро-анортозитов и гранитов рапакиви устанавливается в крупных плутонах геофизическими методами и свидетельствует о многократных вертикальных перемещениях. В Валаамском силле пластовые тела гранитов по сравнению с вертикальными жилами характеризуются значительно большей мощностью, и в вертикальном разрезе силла можно увидеть перемежаемость горизонтально или полого залегающих пластов габбро-долерита, монцонита и гранита. По всей вероятности, это многоэтажная камерно-инъекционная интрузия.

Среднерифейские дайки гиалобазальтов (сортавалитов) образуют субмеридиональный пояс, прослеживающийся до оз. Ристиярви (Светов, Свириденко, 1995), где они приурочены к зонам сдвиговых дислокаций, образуя эшелонированные тела. В габбро-долеритах Валаамского силла дайки отсутствуют. Сортавалиты оторваны во времени от Валаамского силла. Если бы Валаамский силл формировался в тектонической обстановке Ладожского геоблока, то разрывные движения при деструкции вызвали бы образование снизу расколов и это могло дать дайки, но их нет. Видимо, поступления расплава из очага не было.

Проблема магмопроводящих зон габбро-долеритов силла является весьма сложной. Мнение К. О. Кратца о заполнении магматической камеры Валаамского силла с северо-востока в западном направлении недостаточно обосновано и весьма упрощено. Традиционное представление о связи Валаамского силла с Ладожским грабеном не оправдывает себя, так как горсто-грабеновая система является более поздней по отношению ко времени формирования силла.

Организация трахитоидности габбро-долеритов достаточно сложная и нарушается при куполообразовании в связи с метасоматической монцонитизацией. Обилие маломощных неоднократно внедрявшихся гранитных жил также не способствует решению проблемы магмовыводящих зон. Поэтому нами на статистической основе рассмотрена ориентировка вертикальной отдельности и гранитных жил по всей Валаамско-Салминской островной гряде в целом и по отдельным ее сегментам (рис. 35).

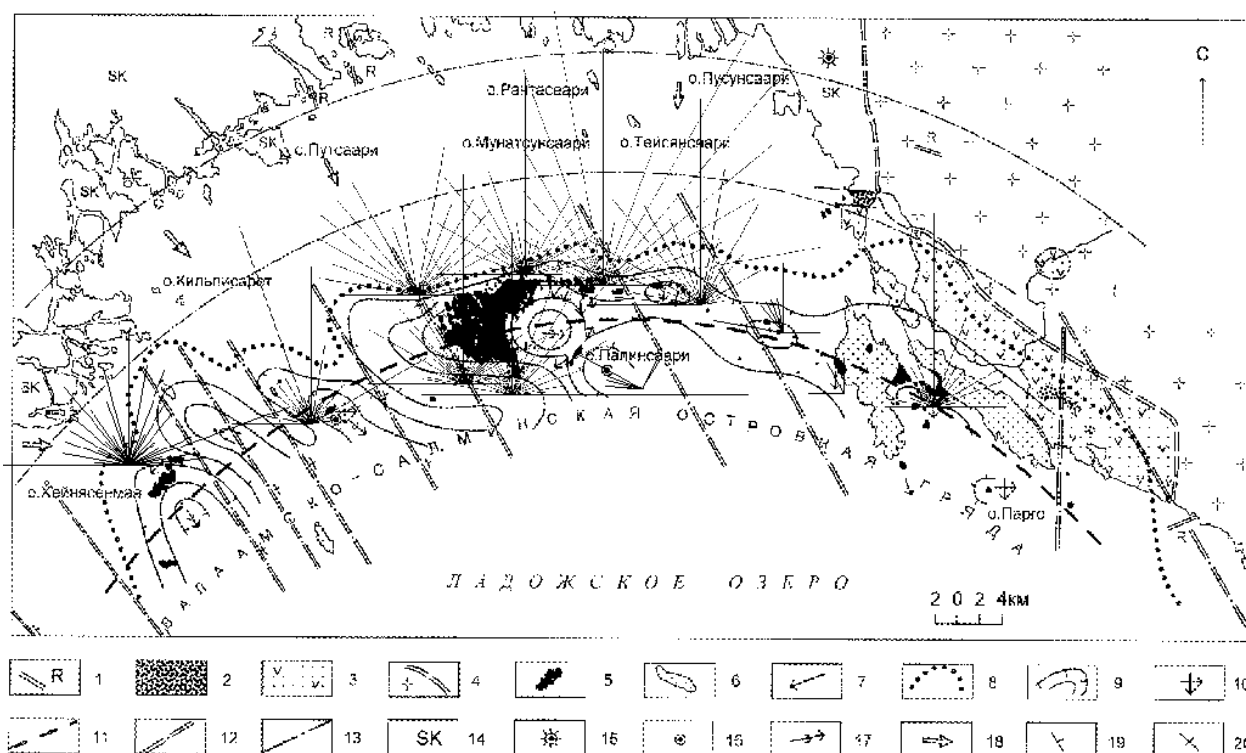


Рис. 35. Статистика распределения вертикальной отдельности в Валаамском силле. Условные обозначения — на рис. 3

Сегмент I включает архипелаг Хейнясенмаа (о. Кугри, Хейнясенмаа, Куккаролуото), представляющий перколяционную купольную систему монцонитов в габбро-долеритах (рис. 13).

Результаты статистической обработки 104 замеров вертикальной отдельности (рис. 14) свидетельствуют о равномерном ее распределении с максимумами  $270^\circ$ ,  $320^\circ$ ,  $345^\circ$ ,  $360^\circ$ ,  $10^\circ$ ,  $20^\circ$ ,  $70^\circ$ . Максимумы ориентировки 50 вертикальных жил составляют  $270^\circ$ ,  $330^\circ$ ,  $335^\circ$ ,  $360^\circ$ ,  $10^\circ$ ,  $25^\circ$ ,  $60^\circ$ . Остров Мюкериккю (сегмент II) также представляет систему пологоволнистых куполов. Максимумы ориентировки 84 замеров вертикальной отдельности —  $270^\circ$ ,  $340^\circ$ ,  $360^\circ$ ,  $60^\circ$ , а 30 гранитных жил —  $270^\circ$ ,  $350^\circ$ ,  $50^\circ$ ,  $60^\circ$ .

Достаточно представительная статистика трещин отдельности и гранитных жил сила на о. Валаам свидетельствует о сопоставимом их распределении с соответствующими характеристиками о. Хейнясенмаа и о. Мюкериккю.

В северо-западном III сегменте 618 замеров трещиноватости симметрично распределены относительно меридионального (главного) направления с рангом  $10^\circ$ , закрывая все поле. Такая же закономерность наблюдается и в распределении ориентировки 624 жил (рис. 36). В северо-восточном IV сегменте 835 замеров трещин отдельности и 638 жил имеют сходное распределение. В юго-западном V сегменте как в распределении трещин отдельности (980), так и ориентировке жил (987) четко выделяется преимущественное меридиональное направление. Относительно меридионального другие направления ориентированы симметрично. В юго-восточном VI сегменте, включающем кроме ЮВ части о. Валаам, о. Мунасаари и Емельяновы острова, где широко развиты мелкие купольные структуры монцонитизации, преимущественное направление как гранитных жил, так и контракционной отдельности соответствует  $330^\circ$ . Достаточно выразительной является меридиональная отдельность и наиболее проявленной — широтная. Для островов Байевых сегмент VII, отличающихся большим количеством замеров (направления отдельности 632 и жил 600), также характерно равномерное через  $10^\circ$  распределение как гранитных жил, так и отдельности.

Сложная система контракционной трещиноватости Валаамского силла обусловлена его бимодальностью, процессами перколяции, формированием купольных поднятий при монцонитизации габбро-долеритов и разуплотнении. Характер соотношения различных типов отдельности показан на рис. 37. Центральной части купольных поднятий свойственна столбчато-призматическая и призматическая отдельность, которая к краевой части переходит в параллелепипедальную, весьма характерную также для краевой части межкупольного прогибания, где она закономерно сочетается с блоковой и блоково-глыбовой полигональной отдельностью. Для центральной части межкупольного прогиба весьма характерна также плитчатая отдельность. Соотношение типов отдельности определяет перколяционную систему и диаметр перколяционных ячеек (рис. 13).

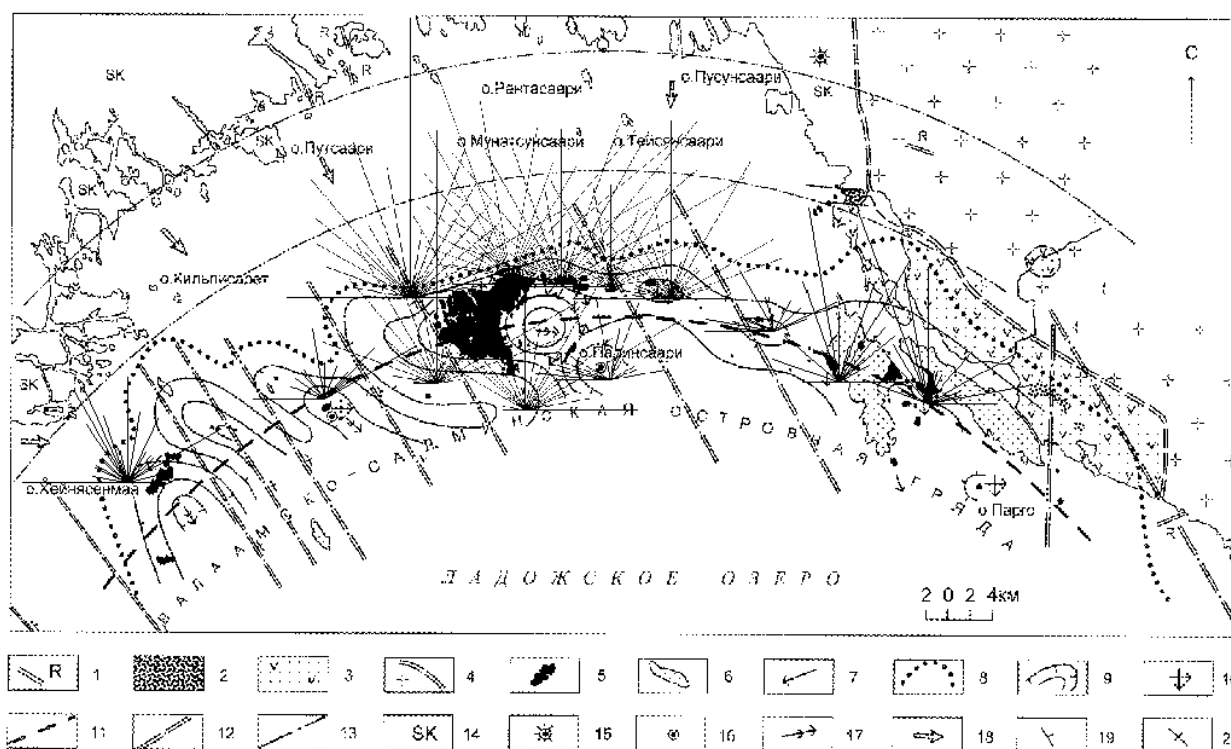


Рис. 36. Статистика распределения гранитных жил в Валаамском силле. Условные обозначения — на рис. 3

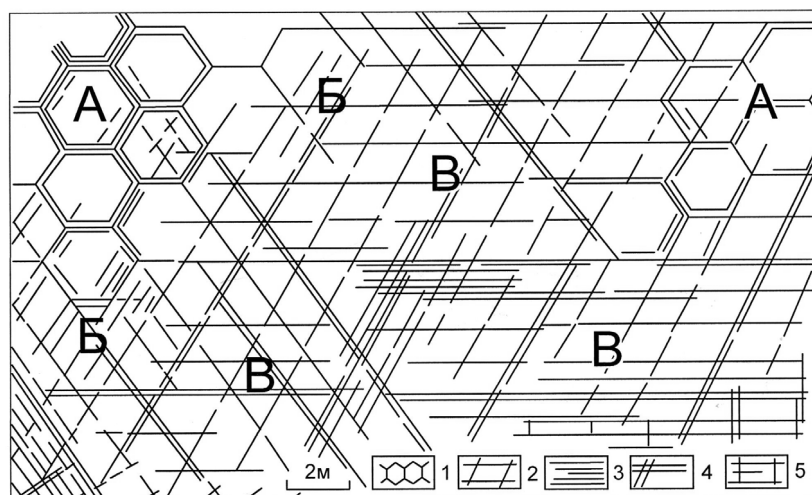


Рис. 37. Типы первичной отдельности габбро-долеритов Валаамского силла в зависимости от его внутренней анизотропии:

А — зона центральной части купольного поднятия; Б — краевая часть купольного поднятия; В — краевая часть межкуповольного прогибания.

Типы первичной отдельности: 1 — призматическая, короткостолбчатая, столбчато-призматическая и призматическая (длинностолбчатая); 2 — параллелепipedальная; 3 — плитчатая, тонкоплитчатая; 4 — блоково-глыбовая полигональная, 5 — блоковая

В восточной части гряды ориентировка гранитных жил и трещин отдельности принципиально не различается. Это позволяет оценить общие закономерности ориентировки гранитных жил и трещин отдельности Валаамского силла в целом (рис. 14). Абсолютный меридиональный максимум характерен как ориентировке отдельности, так и ориентировке гранитных жил. Их главные максимумы также совпадают ( $330^\circ$ ,  $340^\circ$ ,  $30^\circ$ ,  $60^\circ$ ). Учитывая выше охарактеризованную многоактность внедрения гранитных жил в большом интервале времени и отсутствие приуроченности их к трещинам отдельности, можно полагать, что их равномерное разнонаправленное распределение в объеме силла по всей островной гряде указывает на нестабильность его как при кристаллизации, так и в последующих эволюционных процессах. Совпадающие с жилами направления отдельности, которые являются совокупностью столбчато-призматической отдельности ( $330^\circ$ ,  $360^\circ$ ,  $30^\circ$ ,  $60^\circ$ ), ортогональной ( $270^\circ$ ,  $360^\circ$ ), формирующихся при кристаллизации габбро-долерита и радиальной — при последующей монзонитизации, видимо, соответствуют времени кристаллизации гранитных жил. Косвенным признаком, по крайней мере, частичного соответствия времени формирования этих пород являются инъекционные

пластовые тела метельчатых монцонитов, образовавшихся в результате смешения базитовой и гранитной магм (Светов, Свириденко, 1995).

Таким образом, можно считать, что при формировании силла происходит внедрение базитовой магмы, обогащенной гранитным материалом. Гранитная магма (более низкотемпературная и вязкая) распределена неравномерно, образуя включения и взаимодействуя с базитовой магмой. Заполненная такой смесью камера силла будет характеризоваться конвективными процессами. Легкая гранитная магма стремится вверх, выполняя ослабленные зоны в кристаллизующемся базитовом расплаве. Они соответствуют направлениям будущих трещин первичной отдельности. При повышенном объеме гранитной магмы создаются купольные структуры метасоматической монцонитизации долерита, которой способствует интенсивная флюидизация гранитного расплава. Выравнивание температуры гранитного и базитового расплавов в отдельных точках, богатых гранитной магмой, приводит к смешению магм и одновременной кристаллизации пироксена, плагиоклаза и ортоклаза с образованием метельчатых монцонитов-сиенитов. Последние локализуются в центре купольных структур, либо образуют пластовые тела.

Как уже отмечалось, в вертикальном сечении силл может представлять собой многоэтажную камерно-инъекционную интрузию. В любом случае заполнение камеры (адвективно-конвективный тип тепломассопереноса и турбулентно камерное течение расплава) было не одноактным и не из одного канала, а, скорее всего, по системе выходов на одной трещине. В целом мантийная адвекция вызывала и очень неустойчивую конвекцию, а термическое остывание — растягивающие напряжения. Поэтому абсолютный меридиональный максимум, как ориентировки гранитных жил, так и ориентировки вертикальной отдельности соответствует направлению максимального растяжения. Валаамский силл имеет трещинную структуру вдоль флексурной оси, а морфология силла, скорее всего, ориентирована вдоль Ладожского озера. Питающие каналы силла ранее нами установлены (Светов, Свириденко, 1995) на островах Мюкериккю, Палинсаари и Мэюккисаари, расположенных в средней части островной гряды.



## ГЛАВА 5

### ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КОТЛОВИНЫ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА И СОВРЕМЕННОЕ СТРОЕНИЕ ЕГО ДНА

Геология побережья и дна Ладоги хорошо отражает историю структурно-тектонического развития Фенноскандинавского щита и Русской плиты. К сожалению, до последнего времени характер сочленения этих крупных структур оставался дискуссионным. Так, известный неотектонист А. А. Никонов констатирует (Никонов, 2006, с. 77): ... «Мы не находим специфических признаков оживления в новейшее время именно линии Полканова по сочленению ФЩ и ВЕП», или «никакой единой региональной новейшей структуры в виде тектонической впадины или флексуры вдоль полосы сочленения ВЕП с ФЩ обнаружить не удалось».

Между тем общеизвестно, что Фенноскандинавский щит представляет собой активно растущий свод. Обнажающиеся в его пределах тектонические блоки протокры возростом более 3,5 млрд лет свидетельствуют, что здесь произошел эрозионный срез на 26–40 км. Подобный его уровень служит убедительным доказательством длительного воздымания щита, начиная с раннего докембрия, несмотря на смену геодинамических обстановок. Так, в Северном Приладожье при формировании свекокарельского Салминского мантийного диапира произошло существенное поднятие земной коры (Светов, Свириденко, 2005). Проявления мантийного диапиризма характерны для всего раннедокембрийского периода, в котором движущей силой геологического развития служил мантийный расплавный и флюидный поток. Эписвекокарельская величина эрозионного среза Фенноскандинавского щита оценивается в 7–10 км (Светов, Свириденко, 1995), что связано с разновеликими вертикальными перемещениями.

Радикальная смена геодинамических обстановок наблюдается в рифее. Рифейские образования развиты лишь в краевой части Фенноскандинавского щита (Северное Приладожье и Прионежье) и в его обрамлении. Происходит интенсификация воздымания Фенноскандинавского щита и формирование разновозрастных пенепленов. До современных тектонических движений выделяется целый ряд этапов тектоно-магматической активизации (от байкальского по альпийский). Последовательное рассмотрение их дает возможность проследить характер тектонических движений от докембрия до современности.

#### 5.1. БАЙКАЛЬСКИЙ ЭТАП ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ (1800–650 млн лет)

Данный этап завершает геологическую историю докембрия Фенноскандинавского щита (начиная от завершения свекокарельского геотектонического цикла и кончая завершением байкальской складчатости). В западной части Фенноскандинавского щита с этим этапом еще связано формирование континентальной земной коры (Дальсландский геоблок), закончившееся свеконорвежской складчатостью и гранитизацией около 1050 млн лет (Эволюция..., 1985). В рассматриваемом же регионе краевой части Фенноскандинавского щита ему полностью соответствуют колебательные глыбово-волновые движения с проявлением разновозрастной тектоно-магматической активизации.

Ранний рифей подразделяется на вепсийский (1800–1650 млн лет) и ботнийский (хогландский) (1650–1400 млн лет). В это время, в отличие от условий формирования свекокарелид, обширные сводовые

воздымания с длительными периодами континентального выветривания и пенеппенизации сменились крупными трансгрессиями. Периоды континентального выветривания преобладали над эпизодами затопления. Тектонические движения в вепсии были неразрывно связаны с краевой флексурой Полканова. Нисходящие движения здесь вызвали заложение эпиконтинентального бассейна.

Платобазальты вепсийского вулканического комплекса известны на западном побережье Онежского озера, где они образуют два маломощных лавовых потока (Светов, 1979). Восточная часть Онежской депрессии в поствепсийское время испытала более значительное поднятие, чем ее западная часть. В результате здесь полностью уничтожены осадочно-вулканогенные породы протерозоя, что связано с формированием ряда поперечных горсто-грабеновых структур вдоль флексуры Полканова с различной амплитудой относительных перемещений. Разломы северо-западного простирания являлись магмоподводящими при образовании крупных пластовых силлов габбро-долеритов.

Главным проявлением магматизма (как вепсийского, так и ботнийского периодов) является габбро-анортозит-рапакивигранитный вулcano-плутонизм (1767–1530 млн лет). Проявления такого бимодального магматизма, как правило, образуют крупные массивы сложного строения и поясового размещения. Формирование пояса северо-западного простирания протяженностью более 2000 км (от Кировограда на Украине до Ботнического залива) связывают с краевой частью Восточно-Европейской платформы (Анортозит-рапакивигранитная..., 1978). Классической областью развития бимодального магматизма габбро-анортозит-рапакивигранитной ассоциации является южная краевая часть Фенноскандинавского щита. Пластовый характер крупных плутонов и перемежаемость продуктов основного и кислого магматизма обусловлены вертикальным колебательным характером перемещения земной коры в зонах повышенной тектонической активности (какими и являются краевая часть Восточно-Европейской платформы и Фенноскандинавского щита).

В западной части Фенноскандинавского щита в вепсийское время формируется Трансскандинавский гранит-порфировый пояс (1,8–1,65 млрд лет). В палеогеографическом плане его можно рассматривать как готское риолитовое плато (Светов, Свириденко, 1995), формировавшееся в обстановке продолжительного эписвекокарельского сводового воздымания Фенноскандинавского щита, континентального выветривания и угнетенного накопления незрелых грубообломочных и пестроцветных осадков мелководных бассейнов.

В обрамлении Фенноскандинавского щита и на значительной части Русской плиты в вепсийское время на регрессивной стадии осадконакопления происходили излияния платобазальтов и внедрения силлов габбро-долеритов. Ранний этап Байкальской тектоно-магматической активизации завершился значительным воздыманием Фенноскандинавского щита, которое вывело на дневную поверхность большинство массивов гранитов рапакиви. Одним из свидетельств тому служит залегание салминской свиты на коре выветривания гранитов рапакиви Салминского массива (Кайряк, Хазов, 1967). Можно предполагать уничтожение (в условиях поднятия и пенеппенизации) кровли и апикальной части массива общей мощностью не менее 3 км.

На среднем этапе рассматриваемого тектоногенеза происходит формирование Валаамского силла (1457,4±2,7 млн лет) и предшествовавшего ему платобазальтового вулканизма (1499±60 млн лет). В локализации среднерифейских эруптивных зон главное значение имели разломы, определяемые зонами флексурных перегибов сводовых поднятий, а также системы разломов радиальной делимости Фенноскандинавского щита (Светов, Свириденко, 1995). Проявление вулcano-плутонизма случалось неоднократно. Вулканическая деятельность при формировании салминской свиты происходила в течение двух фаз. Лавовые потоки растекались вдоль осевой линии Пашского грабена преимущественно в юго-восточном и южном направлениях. Со становлением и развитием Пашского прогиба, по-видимому, связано также формирование пояса даек сортавалитов. Вулканизм на площади Солозерской грабен-синклинали Онежского полуострова также протекал в ходе нескольких эруптивных фаз (Светов, 1979). Вдоль южной окраины щита выявлены пояса даек диабазов, ориентированные радиально к краевой флексуре и представляющие 6 актов внедрения (1270, 1250, 1230, 1210, 1170, 1150 млн лет). Многоактность внедрения, по-видимому, определялась глыбовыми движениями вдоль ранее сформированных грабенов и в связи с заложением новых горсто-грабеновых систем. Следы лампроитового и кимберлитового магматизма приурочены к сводовым поднятиям и мантийным диапирам (Светов и др., 2005, Горьковец и др., 2007). Силлы, лавы, осадки рассматриваемого этапа смяты в пологие складки. Многоактность мантийного разноглубинного магматизма обусловлена глыбово-волновыми движениями.

Верхний рифей — это эпоха красноцветов. Локальные ареалы базальтовых лав известны лишь в Юго-Западной Швеции. Здесь же имеется целый ряд поясов даек долеритов, сопряженных с системами блоковых движений. Установлены 10 актов внедрения даек: 1000, 975, 960, 950, 930, 915, 900, 870, 800 и 680 млн лет. Завершающие фазы байкальских движений привели к крупнейшей регрессии, вызвавшей равномерное воздымание Восточно-Европейской платформы.

## 5.2. ВЕНДСКИЙ ЭТАП ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ (650–560 млн лет)

К началу венда восточная часть Фенноскандинавского щита вышла из режима осадконакопления. Длительность предвендского перерыва в осадконакоплении для Русской плиты оценивается от 50 до 450 млн лет (Келлер, 1968; Махнач, Веретенников и др., 1976). Возникшая Балтийская возвышенность представляла собой площадь континентального выветривания и область сноса обломочного материала. В то же время большая часть Восточно-Европейской платформы была охвачена платобазальтовым вулкано-плутонизмом. Лавово-вулканокластические поля ранневендского платобазальтового вулканизма обычно залегают на ледниковых образованиях лапландского оледенения. К тому же времени относится проявление Волынского платобазальтового вулканизма (630–620 млн л.н.), наиболее интенсивное в пределах Волынской трапповой впадины, где мощность вулканогенных пород достигает 450–500 м (Савченко и др., 1984). Палеовулканологические данные свидетельствуют о миграции вулканических ареалов с юга на север. В северо-восточной части волынской трапповой формации на территории Оршанского прогиба, в Западной Белоруссии, Восточной Литве и Рязано-Саратовском прогибе вулканогенные породы раннего венда представлены исключительно пирокластическими отложениями (Клевцова, 1968). Базальтовые лавовые плато Волынской и Брестской впадин Пачелмского и Приднестровского прогибов, возможно, составляли единую вулканическую платобазальтовую провинцию.

Вендский вулканизм в целом связан с продольными северо-западными ограничениями Восточно-Европейской платформы. Интракратонная зона глубинного горсто-грабенного строения (линия Торнквиста-Тейссейра) трассируется ареалами Волыноподольского траппового вулкано-плутонизма, дайками долеритов пояса Эгерсун и шведского побережья пролива Каттегат (Светов, Свириденко, 1995). Волынская провинция на западной окраине Восточно-Европейской платформы занимает площадь около 140 тыс. км<sup>2</sup>, протягивающуюся вдоль линии Торнквиста-Тейссейра и до Приднестровья. В ее северной части эффузивы заполняют Подляско-Брестскую (далее Брестскую) впадину, и южнее по Волони протягиваются к ЮВ до Приднестровья. В вулканогенных отложениях Брестской впадины лавовые горизонты перемежаются с туфовыми. Здесь выделяют 3 толщи: нижнюю — базальтовых вулканитов мощностью 120–200 м, среднюю дацит-трахидацитовую (44–105 м) и верхнюю базальтовую мощностью до 50 м. Нижнюю часть разреза в Брестской впадине слагают субщелочные базальты, залегающие под кислыми эффузивами. Толейтовые базальты появляются в верхах нижней лавовой толщи и полностью слагают верхнюю толщу. В южной части Волынской провинции вулканиты венда представлены только базальтами, и мощность их, как отмечено ранее, приближается к 500 м.

К рубежу 620–600 млн лет относится образование вендской синеклизы (Синицын и др., 1986), охватившей большую часть Русской плиты. В позднем венде впервые сформировался сплошной платформенный чехол в пределах Восточно-Европейской платформы. Появление поздневендского эпиконтинентального чехла в редкинское время отмечено накоплением гравийно-галечных, конгломератовых и песчано-глинистых отложений пролювиально-аллювиального дельтового и озерного типов. Наиболее типичные их разрезy выявлены вдоль склонов Фенноскандинавского щита (Зимний берег Белого моря, Онежский полуостров, Ладожское озеро, Спарагмитовый бассейн в Юго-Западной Норвегии, п-ов Варанга).

Значимым событием является проявление кимберлитового магматизма на севере Русской платформы (Станковский и др., 1979), где среди осадочных отложений котлинского горизонта установлены три пластовых тела кимберлитов мощностью от 0,3 до 1,5 м.

## 5.3. КАЛЕДОНСКИЙ ЭТАП ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ (560–395 млн лет)

С завершением в докембрии начального формирования земной коры континентального типа (начиная с раннего фанерозоя) область Фенноскандинавского щита испытывала устойчивое поднятие. В кембрии на территории Фенноскандинавского материка установился режим континентального выветривания и пенепленизации. В раннем палеозое Карельский геоблок представлял область устойчивого поднятия и денудации. Территория Мурманской области в течение нижнего палеозоя также являлась сушей.

Следует отметить, что восточная часть щита испытывала более устойчивое поднятие, чем его юго-западная и южная часть. На примыкающей к щиту территории юго-восточного Беломорья из разреза осадочного чехла полностью выпадают нижнепалеозойские отложения от кембрия до силура включительно. Русская платформа в раннепалеозойское время также характеризуется преобладанием областей поднятий и сравнительно небольшими бассейнами осадконакопления. Наиболее крупной структурой прогибания была Балтийско-Московская синеклиза широтного простиранья, протягивающаяся от Балтийского моря на восток (Русская платформа., 1985). В позднем кембрии территория Русской платформы представляла собой сушу.

Соотношение Фенноскандинавского щита и Балтийской синеклизы изучено благодаря геологическим исследованиям Е. Н. Емельяновым и Г. С. Хариным дна Балтийского моря (Emelyanov, Kharin, 1988). Они, если не прямо, то косвенно подтвердили активное влияние краевой флексуры Полканова на соотношение Фенноскандинавского щита и Русской плиты. Установлено множество перерывов в осадконакоплении, соответствующих среднему и позднему кембрию, позднему силуру и раннему девону, позднему девону и карбону, поздней перми, среднему и позднему триасу, а также раннему палеогену. Все это свидетельствует об активных волновых движениях в южной краевой части Фенноскандинавского щита. По всей вероятности, отмеченные движения носили блоково-волновой характер, так как к раннепалеозойскому времени относится формирование грабена Ботнического залива, заполненного кембросилурийскими отложениями. Как полагает Л. А. Кириченко (1970), блоковые движения по разломам грабена происходили в периоды каледонского и герцинского тектогенеза.

Режим мелководного морского эпиконтинентального бассейна в течение всего кембрия существовал в северо-западной части Фенноскандинавского щита. На территории Фенносарматского континента следы раннепалеозойской кембрийской магматической деятельности крайне незначительны. Основные вулканы и их туфы отмечены на ограниченной площади Центральной Норвегии. Ареал распространения кембрийских аллитизированных туфов выявлен в районе Припятского вала (Савченко и др., 1984). Важным показателем тектонического режима каледонского тектогенеза служит проявление щелочного магматизма. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов известен на Кольском полуострове, в Северной Карелии, а также в Южной Норвегии, Швеции и Финляндии. Интрузии щелочных пород, формируясь в докембрийском кристаллическом фундаменте, символизируют жесткость земной коры и вовлечение в тектоническую активность глубинных зон мантии Земли. Наиболее полно этот комплекс изучен на Кольском полуострове (Кухаренко и др., 1965). Значимым проявлением каледонского щелочного магматизма является Ковдозерский массив на Кольском полуострове, формировавшийся в интервале 610–370 млн лет (Кононова, Свешникова, 1971). По данным упомянутых авторов устанавливается следующая последовательность их формирования: 1) оливиниты ядра, батолит — свыше 610 млн лет; 2) пегматоидные ийолиты, секущий батолит — 590–610 млн лет; 3) мельтейгиты и ийолиты кольцевой интрузии — 510–530 млн лет; 4) порфиroidные ийолиты кольцевых даек — 420–470 млн лет; 5) гипабиссальные породы и фельдшпатоидные сиениты линейных структур — 370–448 млн лет. Ковдозерский щелочно-ультраосновной массив сопровождается двумя этапами дайковых комплексов (Лапин, 1971). Дайки первого этапа, развитые во внутренних частях массива, контролируются системой конических трещин. Они представлены ийолитами и нефелиновыми сиенитами. Дайки второго этапа, располагающиеся за пределами массива, представлены нефелинитами, мелонефелинитами, пикритовыми порфиритами и приурочены к кольцевым и коническим трещинам. К рассматриваемому этапу относятся также кимберлиты Терского берега возрастом  $406 \pm 20$  млн лет.

#### 5.4. ГЕРЦИНСКИЙ ЭТАП ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ (395–230 млн лет)

О начале герцинского этапа на Русской платформе можно судить по сильному размытию нижнепалеозойских осадков в раннем девоне. Восходящие каледонские движения сменились нисходящими. Рассматриваемый тектонический период соответствует эпохе максимального погружения Русской платформы за все время ее существования (Русская платформа., 1985). Это пик осадконакопления. Характерной особенностью среднепозднепалеозойского времени является большое разнообразие типов осадочных формаций и их значительные мощности, что свидетельствует о существенной активности и изменчивости его палеотектонических и палеогеографических условий. Тогда снос терригенного материала происходил со стремительно разрушающегося Фенноскандинавского свода.

К позднему палеозою относятся тектонические движения в шовной зоне Торнквиста-Тейссейра, являющейся западным ограничением Восточно-Европейской платформы. Происходит значительная активизация разломной тектоники, сопровождавшейся блоковыми движениями фундамента, образованием горсто-грабеновых структур и интенсивным вулканизмом. Это имеет место прежде всего в южной краевой части Фенноскандинавского щита и в примыкающих участках Русской плиты. Активизация существовавших грабеновых систем сопровождалась созданием новых. Главными событиями можно считать образование Кандалакшского грабена и Кулойской горсто-грабеновой системы на востоке и грабена Осло на западе, с которыми связано интенсивное проявление магматизма. Во время герцинского тектогенеза активизировались блоковые движения по разломам в пределах грабена Ботнического залива и системы грабенов Финского залива.

Территория Мурманской области (так же как и Карелии) в течение всего палеозоя оставалась сухой. Блоковые движения в герцинское время проявились также в северной краевой части Фенноскандинавского щита. В связи с активизацией блоковых движений произошло обрушение северного крыла

флексуры на границе с Баренцевоморской платформой. Началось активное осадконакопление и, по-видимому, проявления вулканизма в Южно-Баренцевоморской впадине.

Важной особенностью герцинского этапа тектоно-магматической активизации стало широкое проявление магматизма. Одним из примеров служит базитовый вулкано-плутонизм грабена Осло. В Центральной Скании широкое развитие получили протяженные эшелонированные дайки оливиновых долеритов предположительно пермо-карбонового времени внедрения. Их статистический максимум внедрения относится к рубежу  $294 \pm 4$  млн лет. Общеизвестно широкое распространение на Восточно-Европейской платформе девонских базальтов трапповой формации. Но главной особенностью магматизма данного этапа все же является широкое развитие щелочного магматизма. Его ярким проявлением на Кольском полуострове является Хибинский многофазный щелочной массив возрастом  $371 \pm 6$  млн лет. Интервал щелочного магматизма в Кольской провинции оценивается  $410\text{--}360$  млн лет.

Многочисленные дайки и трубки ультраосновных фойдитов, оливиновых мелилититов и алмазосных кимберлитов установлены вдоль Терского берега Белого моря (Калинкин и др., 1993). В восточной части Онежского полуострова в составе Нёнокского комплекса щелочных базальтоидов выявлены 8 трубок взрыва, образовавшихся на границе девона и карбона (Саблуков, 1984) — время коренной перестройки структур фундамента и чехла Восточно-Европейской платформы на герцинском этапе ее тектоно-магматической активизации. Важное событие герцинского этапа активизации — это кимберлитовый магматизм. Наиболее значимым его проявлением являются кимберлиты возраста  $390\text{--}360$  млн лет (Коновина и др., 2006). Именно к этому периоду времени относится внедрение кимберлитов с промышленными концентрациями алмазов. Это Архангельская алмазосная провинция, Кандалакшский берег Белого моря, район мыса Турий в границах Ермаковского грабена. Отмеченные кимберлиты являются высокотитанистыми. Считается, что источником высокотитанистых кимберлитов является деплетированная мантия (Носова, 2007). Анализ распределения кимберлитовых полей в пределах Фенноскандинавского щита позволяет считать, что необходимым условием для его проявления является предшествующий активный, разновозрастный многофазный платобазальтовый и коматиитовый вулкано-плутонизм. Поскольку образование кимберлитовых расплавов предполагается на глубине порядка 100 км, то следует отметить углубление магматических источников при герцинском тектогенезе в краевой части Фенноскандинавского щита и в примыкающих частях Русской плиты.

### 5.5. КИММЕРИЙСКИЙ И АЛЬПИЙСКИЙ ЭТАПЫ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ (130–100 млн л. и 100–2 млн л.)

В мезозое Фенноскандинавский щит испытывал устойчивое поднятие и представлял собой область выветривания и пенеппенизации. В пределах Русской плиты в предтриасовое время произошло резкое сокращение областей седиментации и образование Вятско-Камской триасовой впадины (Синицын и др., 1986), выполненной континентальными пестроцветными отложениями. Расширение областей седиментации началось в среднем-позднем триасе, и к концу средней юры они охватили всю Восточно-Европейскую платформу за исключением Фенноскандинавского и Украинского щитов. Самые значительные погружения характерны для мела.

В киммерийский этап интенсивность магматизма по сравнению с герцинским несколько уменьшается, и тем не менее трапповый магматизм имел место в юго-восточной части Мезенской синеклизы. На северо-востоке Московской синеклизы в ветлужской свите нижнего триаса установлены туффиты, туфо-песчаники и туфо-сланцы субщелочного состава (Синицын и др., 1986). В зоне мезозойской активизации погребенного Северо-Двинского архейского кратона в северной части Русской плиты прогнозируется нахождение продуктивного алмазосного эксплозивного магматизма.

С раннемезозойской глыбово-блоковой активизацией тектонических движений в Северной Скании произошло внедрение более 50 базальтовых некков диаметром от 70 до 200 м (Klingspor, 1976), генетически связанных с тектонической зоной Торнквиста-Тейссейра. В кайнозое во время альпийского тектогенеза Фенноскандинавский щит продолжал оставаться зоной устойчивого поднятия и выветривания. Проявления магматизма там так же, как и на примыкающей части Русской плиты, не установлено. На данном этапе имела место активизация более древних сводово-глыбовых движений. Наиболее интенсивно такая активизация происходила преимущественно вдоль краевой радиальной флексуры А. А. Полканова и проявилась в активизации радиальных к флекуре горсто-грабеновых систем.

Одной из центральных проблем тектоники как рассматриваемого региона, так и в глобальном аспекте, является возрастная периодизация тектонических движений. Эволюция тектоно-магматической активизации от байкальского до альпийского этапа заключается в последовательном снижении интенсивности магматизма и усилении глыбово-волновых тектонических движений.

## 5.6. КАЙНОЗОЙСКИЙ И ГОЛОЦЕНОВЫЙ (СОВРЕМЕННЫЙ) ЭТАПЫ НОВЫХ И НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА ВАЛААМСКОМ АРХИПЕЛАГЕ

Современная тектоническая структура и тектоно-магматический каркас Фенноскандинавского щита — это геоисторическая (геономическая) система сопряженных глубинных разломов, морфоструктур глубинного заложения типа поднятий, линейных прогибов, замкнутых депрессий со структурами магматического типа (рис. 38). Главными элементами каркаса являются геоблоки с их шовными зонами. Тектоно-магматическая активизация контролируется как геодинамикой геоблоков, так и в особенности геодинамикой Фенноскандинавского щита как единого мегасводового суперподнятия (суперсвода). Нынешний тектоно-магматический каркас содержит информацию о последовательности его образования и определяет существующую горизонтальную и вертикальную делимость земной коры. Зоны сочленения геоблоков, или шовные зоны, представляют собой флексуры, фиксирующие область разноамплитудных и знакопеременных радиальных движений (Светов, Свириденко, 1991), с которыми сопряжены видоизменения областей осадконакопления, морфология седиментационных бассейнов, а также ареалы разнотипного вулканоплутонизма. Региональные флексуры трансформируются, как правило, в структуры более низкого порядка — сбросы, взбросы, сдвиги, сдвиго-надвиги, надвиги. В тектоническом развитии шовных зон устанавливается необратимая стадийная эволюция. Выделяются следующие стадии в заложении шовных зон:

- заложение шовной зоны, происходящее в зоне перегиба литосферной плиты на границе сводового поднятия и опускания, отражает режим флексурообразования;
- максимальная контрастность тектонических движений осуществлялась в условиях режима сопряженных блоковых глыбово-волновых движений и глубинных сдвигов, при этом в результате глубинных сдвиговых дислокаций формировались сколовые трещины растяжения, ответственные за проявление сопряженного вулканоплутонизма;
- завершение развития и пассивного состояния шовной зоны в результате совместной консолидации и срастания сопряженных геоблоков;
- активизация структурных швов в связи с поздними наследованными тектоническими движениями вдоль структурных швов, обычно сопровождалась коровым магматизмом при подчиненной роли мантийного.

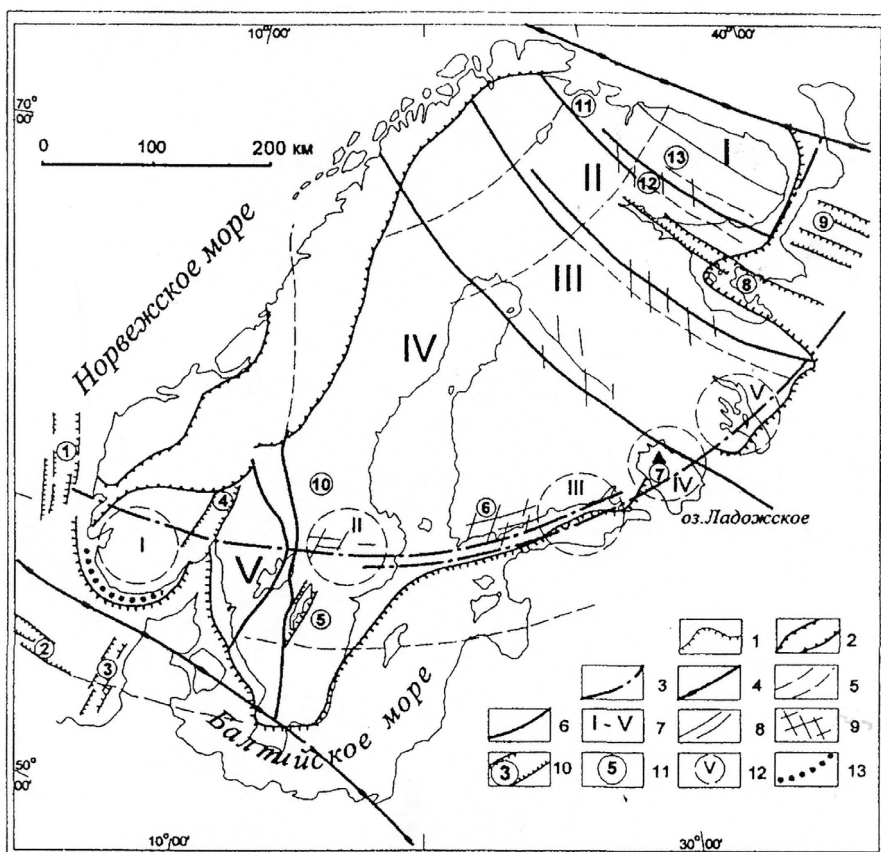


Рис. 38. Унифицированная схема тектоно-магматического каркаса ФСЩ:

1 — граница платформенного чехла; 2 — границы каледонских покровов; 3 — осевая линия краевой радиальной флексуры Полканова; 4 — краевые ограничения ФСЩ; 1 — Кольско-Канинская моноклиналь (линия Карпинского); 2 — линия Торнквиста-Тейссейра; 5 — система осевых линий стоячих волн напряжений ФСЩ; 6 — главные шовные зоны геоблоков: 1 — Гёта-Эльв, 2 — Милонитовая, 3 — Протоджин, 4 — Ладожско-Ботническая, 5 — Беломорская, 6 — Ц. Кольская; 7 — геоблоки: I — Кольско-Мезенский, II — Беломорский, III — Карельский, IV — Свекофеннский, V — Дальсландский; 8 — внутригеоблоковые разломы; 9 — зоны сдвиговых дислокаций; 10 — горстогрabenовые системы: 1 — Викинг, 2 — Центральный, 3 — Хорн, 4 — Осло, 5 — Веттерн, 6 — Финского залива, 7 — Ладожская, 8 — Кандавакшская, 9 — Онежско-Кулойская; 11 — вулканотектонические и тектоно-магматические структуры: 10 — Сильян, 11 — Печенгская, 12 — Хибинско-Лавозерская, Контозерская; 12 — сводовые купольные и депрессионные структуры: I — Телемарк, II — Бергслеген, III — Выборгская, IV — Ладожская, V — Онежская; 13 — Норвежский глубоководный желоб



В южной краевой части Фенноскандинавского щита главными элементами тектонического каркаса являются краевая флексура Полканова на границе щита и Русской плиты и радиально расположенные к ней горсто-грабенные системы Викинг, Осло, Финского залива, Пашско-Ладжская, Кандалакшская, Онежско-Кулойская, которые имеют длительную историю тектонического развития.

Валаам с прилегающими островами образуют Валаамский архипелаг. Сам о. Валаам и тесно связанные с ним о-ва Скитский, Московский, Йоханнес-Костоянсаари, Порфиринсаари, Никоновский воспринимаются как единое целое. Они разделены узкими, постепенно осушаемыми проливами, совпадающими с системой взаимосвязанных северо-западных и северо-восточных сопряженных зон наложенной трещиноватости и дробления. Такова природа и о. Савватинсаари, и Сосимансаари, что на восточном краю Валаама. В ЮВ части острова расположена группа островов из 10 скалистых выступов – блоков, образующих группу Емельяновых островов, которые являются естественным замыканием юго-восточного угла островов, имеющих для Валаама в целом субтреугольную форму равностороннего треугольника. Прибрежная отмель шириной на юго-востоке до 100 м объединяет архипелаг в единое целое как общую плиту кристаллических пород, разбитых зонами разломов на разновеликие блоки с разной степенью их ледниковой обработки.

Платообразная выровненная поверхность о. Валаам несколько наклонена с северо-запада на юго-восток по оси Монастырская бухта – острова Емельяновы с высоты 50 м до 10–15 м и до 0 м с погружением ниже уровня воды в озере. Приподнятая северо-западная и западная часть острова имеет и наиболее неотектонически расчлененный рельеф с заливами, бухтами, проливами и с озерными депрессиями. Мощными широкими зонами наложенной трещиноватости, имеющими сквозное северо-западное (главное) простирание и системы радиальных трещин, остров разбит на блоки, имеющие ступенчатый вид. Наиболее понижена центральная и осевая часть о. Валаам. Со времени своего формирования остров испытал разновозрастные тектонические движения, которые могут быть подразделены на следующие типы:

- древнейшие;
- древние (байкальские, каледонские, герцинские, киммерийские, альпийские);
- новейшие (неотектонические) – 30 млн лет;
- плейстоценовые (четвертичные) – последний млн лет;
- молодые (сотни и тысячи лет);
- современные (последние десятилетия).

Д р е в н е й ш и е устанавливаются в континентальной части Ладожского озера. Эти тектонические движения нередко наследуются более поздними. Д р е в н и е движения в рассматриваемом регионе выявляются в зоне сочленения Фенноскандинавского щита и Русской плиты (геофлексура, глент, седловины, впадины, линейные прогибы). Это, главным образом, вертикальные движения, которые устанавливаются методом изучения и сопоставления мощностей осадков.

Н е о т е к т о н и к а – это прежде всего история современного рельефа Земли, определение разных геоморфологических уровней ее поверхности.

П л е й с т о ц е н о в ы е тектонические движения выявляются на основе анализа озерных террас, поверхности четвертичных отложений в прогибах (р. Свирь). Абсолютная датировка их очень сложна и обычно носит качественный характер. Амплитуда этих перемещений достигает первых километров.

М о л о д ы е тектонические движения более выразительны. Их скорости составляют 1–10 мм/год. Они выявляются методами анализа фаций и мощностей, форм рельефа. Проводится изучение зияющих трещин, разломно-блоковой тектоники. Экстремальные обстановки – это области покровного оледенения.

С о в р е м е н н ы е тектонические движения бывают вертикальные, горизонтальные и сдвиговые. Они связаны с лунно-приливными, экзогенными процессами. Скорости вертикальных гляциоизостатических движений Фенноскандии составляют 2–10 мм/год. Горизонтальные сдвиговые движения (раздвиговые и поддвиговые) обычно очень интенсивны и составляют до 1,5–2 см/год. Они крайне неравномерны по величине и по площади – во времени и в пространстве.

Наиболее интенсивно на Валааме проявлена современная «живая» тектоника. Она обычно имеет наследованный характер, повторяя более древние тектонические движения. Острова Валаамского архипелага находятся на геологически критической линии – осевой части краевой региональной флексуры, разделяющей ФСЩ и Русскую плиту. Щит сильно поднимается, плита более тектонически спокойна, правда это спокойствие относительное. Жесткая и сильно трещиноватая, блокированная на крупные сегменты, плита иногда приходит в резкие движения, с которыми нередко в историческом прошлом были связаны катастрофические землетрясения. Дегляциация вынуждала упругую прогнутую плиту на

волне отстающего поднятия вновь прогибаться. Считается, что общее прогибание на Скандинавии составляло до 230–250 м, т. е. амплитуды очень велики. Однако осадки, вода несколько компенсируют общее воздымание, и оно осуществляется не столь катастрофично. Другая сторона — приледниковые водные бассейны, которые при таянии льдов образуют кольцевую зону водного затопления. Более того, реки текут в эту зону с севера — со льда и с юга с возвышенности, и таким образом осуществляется структурная перестройка речной сети.

Палеическая поверхность на Валаамских островах фиксирует ледниковые шрамы, борозды, ванны и наложенные на них вертикальные или горизонтальные (со всеми промежуточными) перемещения, включая разноамплитудные сдвиги, сбросы, взбросы и формирование зияющих трещин. Такими свидетельствами испещрена вся поверхность габбро-долеритов. Особенно впечатляюща она на небольших, сравнительно плоских, шхерах и уплощенных скалистых выступах, лишенных какого-либо чехла. Удивляет очевидность и четкость следов многообразных форм механического воздействия ледника на кристаллический фундамент в пределах уплощенных островов. Преимущественная ориентировка ледниковых шрамов, борозд и ледниковых ванн в направлении СЗ 310–340°.

Ледниковые ванны — выпаванные, с причудливой формой от рвов, прислоненных ванн или крупных устойчивых по простиранию с гладкими отполированными стенками ложбинок и по величине достигающих до глубоких с обратными склонами рвов. Их ширина достигает 4 м. Неоднократно наблюдались ванны с воздыманием оси до состояния полного выполаживания выхода на субгоризонтальную палеическую поверхность. Важно, что воздымание таких ванн было установлено и с северных сторон островов (облекание северного склона при движении на юг).

Наложённая трещиноватость о. Валаам обладает яркими чертами неотектонических движений постгляциального этапа в виде блоковых перемещений, сопровождаемых мало-амплитудными сдвиговыми дислокациями, и обнаруживая явно наложенный характер на все ранние складчато-разрывные дислокации.

Неотектоника постгляциального изостатического поднятия привела к новым блоковым воздыманиям, раскрытию и образованию зияющих трещин. Поэтому часто можно наблюдать расхождение стенок зон скольжения, притирания, дробления и образования глубоких, извилистых, обычно ступенчатых и реже линейных трещин, вплоть до рвов и узких долинок, располагающихся на склонах, либо в сводах купольных структур. В таких случаях палеические ледниковые поверхности курчавых скал бывают террасированы, приобретают ступенчатый вид. На островах Дивный, Келисаари — это вздыбленные блоки с амплитудой перемещения на первые десятки метров.

Системы трещин растяжения клиновидной формы и сопутствующих им проседаний (межблоковых), а также отхождение блоков от коренных массивов, наиболее ярко выражены в каньонообразных узких концах заливов озера в районе о. Скитского. Здесь можно видеть трещины с расхождением стенок на 0,5–1,5 м, а нередко и более. Все они обычно сопровождаются обвалами глыб со следами недавнего отрыва. Зияющие трещины — явление вполне обычное на всех островах Валаамско-Салминской островной гряды. Они, как правило, выклиниваются вглубь островов, нередко образуя серию мелких трещин, исчезающих в массивной породе. Можно предполагать, что скальные породы островной гряды обладают не только ярко выраженной макротрещиноватостью, но и в не меньшей степени — микротрещиноватостью. Микротрещиноватость настолько эффективна, что в условиях общего воздымания гряды и морозного выветривания буквально на глазах рассекает прибрежные скалы, вызывая, с одной стороны, поднятие подводного бенча, а с другой — делювиальные обвалы берегов со столбчато-призматической отдельностью (рис. 4).

Амплитуда поднятия бенча на Скалистом берегу до 2,05 м. Клифы есть на всех мысах южного берега о. Валаам от метеостанции до бухты Дивной. Вдоль южного берега прослеживаются зоны трещиноватости, по которым фиксируются надвиговые структуры с малоамплитудными сдвиговыми дислокациями. Пологие надвиговые чешуи фиксируются вдоль Скалистого берега (Светов, Свириденко, 1995) с максимальными смещениями в юго-юго-западном, реже в юго-юго-восточном направлениях с углами воздымания от 3 до 10°. Под обрывом у метеостанции (мыс Пунайненнеми) — зона милонитизации и катаклаза в виде клиновидных тел, косо ориентированных к столбчатой отдельности (рис. 39). На многих плоскостях наблюдаются зеркала скольжения.

Сходная тектоническая ситуация наблюдается в бухте Лещевой (рис. 40). Здесь из кромки воды на первичную пластовую отдельность габбро-долеритов накладываются зоны пологой трещиноватости и милонитизации, которые «перескакивают» с уровня на другой уровень, придавая отдельности пологоволнистую форму. В верхней части обнажения, где проявлена первичная столбчатая отдельность габбро-долеритов, пологая трещиноватость менее выразительна. Зоны трещиноватости накладываются также на вертикальную отдельность, производя местами некоторые смещения.



Рис. 39. Зона катаклаза габбро-долеритов вдоль южного берега о. Валаам. Мыс Пунайенниemi. Метеостанция



Рис. 40. Зона наложенной трещиноватости габбро-долеритов. Бухта Лещевая о. Валаам

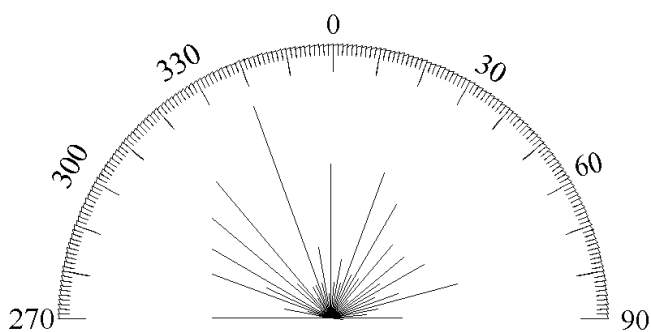


Рис. 41. Статистика наложенной трещиноватости в породах силла на Валаамском архипелаге (256 замеров)

Статистическая обработка 256 замеров направлений зон трещиноватости в породах силла в пределах Валаамского архипелага (рис. 41) показала их в целом радиальную направленность с преобладанием северо-западных направлений. Максимум ориентировки СЗ 340° соответствует направлению Пашско-Ладжской горсто-грабеновой системы. Однако на этапе формирования горсто-грабеновой системы становление структуры силла еще не завершилось.

Нельзя не уделить внимания и палеосейсмодислокациям, хотя к настоящему времени они не являются достаточно полно изученными. Котловина Ладжского озера и прилегающее обследованное побережье испытали весьма активные проявления молодых (четвертичных) и голоценовых движений. Эпицентры землетрясений документируются по сейсмообвалам, тектоническим молодым взбросам, системам трещин растяжения — радиальных к Ладжской радиально-кольцевой неотектонической структуре. Хорошо распознаваемые сейсμοформы обычно формируются при землетрясениях не менее 8 баллов (по двенадцатибалльной системе).

В Северном Приладжье (Ладжские шхеры) на площади более 9000 км<sup>2</sup> выявлено более 84 их локальных проявлений: сбросовые уступы, трещины растяжения, скальные оползни, обвалы горных масс, мелкоблоковое дробление кристаллического фундамента, зоны сдвига, зоны деформаций палеической поверхности. Время max 9800–9500 лет (п. Харлу) до 3000 лет (о. Путсаари).

Интенсивность древних землетрясений много выше современных (это релаксация неравномерного сводового воздымания ФСЦ). Следует перечислить главные районы их проявления: пос. Харлу, зал. Хаукалахта, зал. Кирьявалахти (береговые и внутренние дислокации), район Кортила, о. Валаам (множество эпицентров), район Путсаари и прилегающие части (залив Марьялахти), район залива Терву, о. Маркатсимансаари (Тамханка), район п-ова Маясаари, о. Вуоратсу (западное побережье), о. Калмо-блоки, сдвиги, обрушения, о. Пеллотсаари (южный конец), устье Куркийокского залива (сбросы, раздвиги), устье Лахденпохского залива, о. Мяки-сало (сейсмодислокации, сейсмообвалы), интрузия Велимяки (северная и восточная части).

Очаги землетрясений насыщены энергией и находятся в сильном напряженном состоянии. Они получают электромагнитную, акустическую, тепловую и сейсмическую энергию и сопровождаются эмиссией газов.

Проведенный анализ тектонических движений от времени формирования Валаамского силла до современности приводит к заключению о возвратных глыбово-волновых колебательных движениях, имеющих разные амплитуды (табл. 6). Вепсийский и ботнийский периоды раннего рифея характеризовались вертикальными колебательными движениями с преобладанием поднятий и формированием кор выветривания. О существовании колебательных вертикальных движений в эпоху рапакиви свидетельствует пластовый характер массивов и перемежаемость в разрезе габбро и гранитов.

Колебательный характер при среднерифейском вулканогенно-осадочном литогенезе обусловлен многократными поднятиями при вулканических извержениях. Во время формирования силла базитовая магма привнесла из глубинной зоны кислую магму (продукт корового плавления), что при их совместной кристаллизации в камерных условиях осложнило характер контракционной отдельности и вызвало стадийность в ее формировании. Выделяются следующие 4 стадии контракционной отдельности с присущими им специфическими типами:

- стадия позднемагматическая — блоковая, глыбовая, кубическая, неправильно-полиэдрическая, параллелепipedальная, ромбоидальная, столбчато-призматическая, плитообразная;
- стадия постмагматическая — радиально-концентрическая, радиальная, куполообразования;
- стадия аутометасоматическая — коническая (торсионная), плитчатая, пластинчатая, цилиндрическая (трубки);
- стадия адвекции и куполообразования — плитчатая, пологоволнистая, куполовидная.

Валаамско-Салминская островная гряда содержит уникальную информацию о «живой» тектонике. Создается впечатление о весьма интенсивной раздробленности пород гряды, и в условиях разгрузки напряжений современные тектонические движения приводят, таким образом, к неустойчивости сплошности пород. Острова разрушаются в геологическом отношении с весьма высокой скоростью. Некоторые из них расшатываются на глазах. В настоящее время вся система гряды испытывает подъем. От клифа о. Мانتсинсаари до клифов о. Хейнясенмаа гряда синхронно воздымается. Максимум сводового поднятия приходится на осевой Валаамский горст.

Т а б л и ц а 6. Последовательность колебательных волновых, глыбово-волновых и глыбовых движений Северного Приладожья Фенноскандии

Этапы тектонических движений	Характер тектонических движений
I. Среднерифейские древнейшие движения $Rf_2^1$	Колебательные движения в ходе формирования осадочно-вулканогенного чехла. Развитие бассейнов глубинного и поверхностного компенсирования под влиянием радиальной геофлексуры Полканова
II. Тектонические движения при кристаллизации расплава в камере силла $Rf_2^2$	Контракционное сжатие и формирование систем первичной отдельности в силле габбро-долеритов. Формирование полого-волнистых и купольных структур зон монзонитизации при контракции. Формирование системы контракционной наложенной трещиноватости времени внедрения гранофировых жил по системам растяжения
III. Конседиментационное прогибание, поверхностно-глубинное компенсирование $Rf_3^{1-2}$	Образование на хорде прогибания складчатой структуры полого-волнистой синклинально-антиклинальной системы. Искривление осевой поверхности Валаамской структуры. Образование срывов по плоскостям пластовой отдельности. Образование кливажа в замках складок и радиальной системы разрывов, накладывающихся на первичную отдельность
IV. Заложение Пашско-Ладожской горсто-грабенной системы $V_{1-2}$	Системы наложенной трещиноватости и разломов блоковых ограничений горсто-грабенной системы; сдвиговые дислокации, зоны милонитизации
V. Новейшие тектонические (неотектонические) движения	Возвратно-колебательные волновые и глыбово-волновые движения в ходе формирования палеозойского чехла
VI. Молодые волновые и глыбовые тектонические движения	Глыбово-волновые движения в ходе формирования Фенноскандинавского мезозойского чехла и кор выветривания. Плейстоценовые блоковые движения по Пашско-Ладожской горсто-грабенной системе
VII. Современные глыбово-волновые тектонические движения	Активизация глыбовых движений на голоценовом постгляциальном этапе, обновление зон ранее сформированных разломов, деструкция палеической поверхности ледникового ложа. Современный этап формирования Ладожской радиально-кольцевой неотектонической структуры

На III этапе имели место складчатые волновые движения. Трещины стадии проседания, прогибания представлены трещинами поддвигания в крыльях пологих складок. На IV этапе горсто-грабенообразования также происходят складчато-волновые движения, но в условиях активной стадии деформаций и разрывных нарушений. В результате обрушения здесь образуются трещины шовные межблоковые, блоковые и трещины поперечного блокового разрыва. Очень характерны зоны милонитизации и сдвиговые дислокации. В неотектонический период (V и VI этапы), в палеозой-мезозой-кайнозойское время преобладают глыбово-волновые движения. Происходит подновление ранних горсто-грабеновых систем. Формируются трещины и раздвиги озерных котловин и бухт по системам межблоковых разрывов, в том числе и зияющие.

В настоящее и постледниковое время (VII этап) в пределах Валаамско-Салминской островной гряды наблюдается общее воздымание, растяжение. Формируются трещины возобновленные, обновленные, наложенные на палеические поверхности, активизированные, морозобойные, концентрически-скорлуповатые. В целом создается впечатление, что современная «живая» тектоника в условиях разгрузки напряжений активно способствует неустойчивости сплошности. Острова разрушаются в геологическом отношении с весьма высокой скоростью.

## 5.7. ГЕОДИНАМИКА КРАЕВОЙ РАДИАЛЬНОЙ ФЛЕКСУРЫ ПОЛКАНОВА

Краевая флексура, ограничивающая Фенноскандинавский щит (рис. 38), отражает автоволновые движения щита от раннего докембрия до современности, оказывая влияние на формирование рельефа его южной краевой части.

Позднеархейский осадочно-вулканогенный чехол Карельского геоблока с мощной терригенной базальной толщей относится к числу наиболее древних протоплатформенных чехлов архейского типа. Раннепротерозойские вулканогенно-осадочные толщи, слагающие платформенный чехол на Карельском геоблоке, принадлежат нескольким самостоятельным седиментационно-вулканическим циклам, разделенным корами выветривания, угловыми несогласиями (Светов, 1972, 1979; Светов, Свириденко, 1991, 1992). Установленная в них цикличность характеризует условия образования осадочно-вулканогенных чехлов. Режимы формирования докембрийских трансрегиональных осадочно-вулканогенных чехлов отличаются спокойными тектоническими обстановками колебательных движений (Светов, 2003). Тому есть серьезные палеовулканологические и палеогеографические доказательства.

Высказано мнение (Чувардинский, 2007), что трудно ожидать неизменности разломных зон, начиная с докембрия и до наших дней, т. е. их подновления в новейший этап. Поэтому целесообразно на примере краевой флексуры Полканова, в зоне воздействия которой находится Валаамский силл, дать итоговую характеристику тектонических движений в краевой части Фенноскандинавского щита.

Заложение краевой радиальной флексуры, получившей название флексуры Полканова (Светов, 1975), относится к среднему ятулию. Она предопределила положение южной границы Карельского седиментационного бассейна и границы зоны сочленения Фенноскандинавского щита и Русской плиты. Само ее заложение вызвано общей кратонизацией региона. С начала формирования флексуры устанавливается тесная сопряженность тектонических движений по разломам продольного северо-восточного и поперечного северо-западного направлений. С нею связано начало формирования краевого Балтийско-Беломорского трансструктурного вулканического пояса (Светов, 1979), протянувшегося от южной части Финляндии, через Ладожское и Онежское озера, Онежский п-ов Белого моря и далее на северо-восток на расстояние более чем 1500 км. В зоне перегиба коры на всем протяжении флексуры скорость перемещения отдельных ее частей оставалась различной в силу блокового строения коры этой части щита.

На ранних этапах развития флексуры произошло становление Онежской вулcano-тектонической структуры и Онежско-Ладожского поднятия. Наложенный характер флексуры очевиден, поскольку она занимает секущее положение к шовным зонам геоблоков (рис. 38) и к их внутренним структурам. Современные границы структурной делимости щита прослеживаются под платформенным чехлом в докембрийском фундаменте Русской плиты и имеют трансконтинентальный характер.

В последующем, вплоть до верхнего ятулия – раннего лудиковия (Светов, Свириденко, 1991) южная окраина щита испытывала медленное погружение вдоль линии, совпадающей с осью флексуры Полканова. С зонами перегиба сопряжены не только фациальные границы новых развивающихся седиментационных бассейнов, но и системы поперечных и параллельных оси перегиба флексуры магмовыводящих и вулканоконтролирующих разломов. Дифференцированные блоковые движения особенно усилились к концу лудиковия – началу ливвия. С середины ливвия активные тектонические движения в осевой линии флексуры стабилизировались. С завершением свекокарельской гранитизации около 1800 млн л.н. южная часть щита представляла собой часть единой эписвекокарельской протоплатформы, границы которой выходят за пределы фундамента Восточно-Европейской платформы.

В раннем рифее произошло обособление Балтийской возвышенности, включающей практически всю территорию Фенноскандии и эпикратонное опускание, охватившее центральную часть Русской плиты. Сопряженность с осевой линией флексуры компенсационной впадины с высокой мощностью осадков позволяет рассматривать ее как прогиб, развивающийся на волне отстающего поднятия.

Именно влияние флексуры сказывается на формировании пластовых форм плутонов бимодального габбро-анортозит-рапакивигранитного магматизма и на перемежаемости пород основного и кислого составов. Это обусловлено генетически связанными с флексурой глыбово-блоковыми движениями кристаллического фундамента. Вдоль ее осевой линии в Восточном Приладожье и Южной Финляндии формировались также пояса даек долеритов. В среднем рифее глыбово-волновыми движениями была охвачена вся осевая линия краевой флексуры Полканова от Белого моря вдоль южной границы Фенноскандинавского щита, вплоть до побережья Юго-Западной Швеции и Норвегии. История развития флексуры наиболее ярко зафиксирована проявлением платобазальтового вулканизма. При этом рифейская вулканическая деятельность протекала только в осевых частях вулcano-тектонических депрессий краевой части флексуры Полканова.

Ареалы среднерифейского платобазальтового вулканизма обнаруживают предпочтительную сопряженность с поперечными к линии флексуры разломами, ограничивающими приразломные депрессии, трансформированные уже на ранних стадиях развития в структуры наложенных грабенов, продолжающихся к югу под палеозойский чехол Русской плиты. В конце в целом произошла стабилизация тектонических движений Балто-Сарматской платформы. Последовательное увеличение мощностей вендско-палеозойских отложений, расположенных на границе Фенноскандинавского щита и Русской плиты в южном направлении (Flodén et al., 1979; Emelyanov, Kharin, 1988; Юдахин и др., 2003), свидетельствует о погружении кристаллического фундамента Русской плиты.

Современное выражение флексуры Полканова определяется ступенеобразной формой рельефа в зоне сочленения Фенноскандинавского щита и Русской плиты. Установлены разновозрастные тектонические зоны, параллельные флексуре Полканова, и радиальные горсто-грабеновые системы, перпендикулярные к ней.

В становлении флексуры выделяются, таким образом, несколько последовательных стадий. Начальная стадия – это начало сводообразования и прогибания. Зрелая флексура усложняется горсто-грабеновыми системами. Поздней стадии отвечают несколько этапов воздымания и обращенного нисхождения. Идет ее усложнение, т. е. активизация ранних горсто-грабеновых систем и заложение новых. Возобновляются блоковые радиальные движения, происходит наложение полихронной трещиноватости.



## 5.8. ВАЛААМСКИЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН КОТЛОВИНЫ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА В КАРЕЛИИ (ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ)

Котловина Ладожского озера и прилегающая часть его северного побережья относятся к числу наиболее тектонически активных в современную эпоху морфоструктур Карелии. Гляциоизостатическое воздымание Фенноскандинавского щита (ФСЩ) в связи с деградацией плейстоценового покровного оледенения является важнейшим фактором смены геодинамических обстановок на территории Северной Европы. Скорость подъема в центре возрождающегося мегасвода Фенноскандии (северная часть Ботнического залива) достигает 10 мм/год, что сопоставимо со скоростью воздымания Гималайско-Тибетской горной страны Высокой Азии. Экватор и геометрический центр котловины Ладожского озера совпадает с осью краевой радиальной геофлексур Полканова. Вместе с тем линия геофлексур делит ложе котловины на южную мелководную (5–70 м) и северную глубоководную (70–242 м) части. Положению оси геофлексур конформна в целом нулевая изобазы современного гляциоизостатического воздымания ФСЩ. В северной части Ладожского озера размещается Валаамско-Салминская островная гряда в виде узкой выпуклой к северу полосы с радиусом дуги 76 км. Геометрический центр дуги островной гряды совпадает с геометрическим центром Ладожского озера.

В северной, наиболее глубокой части ложа котловины озера фиксируется сложноустроенная горсто-грабеновая система с резкими тектоническими ограничениями ступеней и с перепадами высот блоков с глубинными отметками 100, 140, 180, 200 и 242 м. Высотные отметки островов Валаамско-Салминской гряды колеблются от надводного уровня скал до 51,8 м на о. Скитском Валаамского архипелага. Общий перепад высот блоковых перемещений составляет в целом около 250–300 м.

По геолого-геоморфологическим данным котловина Ладожского озера имеет тектоническую природу и интерпретируется как сложно организованная и длительно формирующаяся структура грабенового или горсто-грабенового типа (Лукашов, 1976; Милановский, 1983; Светов, Свириденко, 1995). Начало становления Ладожской горсто-грабеновой системы (ЛГГС) принято относить к среднему-позднему рифею, т. е. к дальсландским или байкальским тектоническим движениям. Однако нельзя исключать возможного наследования ЛГГС разломно-деструкционных структур более раннего готского и халландского времени проявления, поскольку эпоха веписьского осадконакопления и эпоха гранитов рапакиви отличались активными палеогеографическими и палеотектоническими перестройками в ходе колебательных глыбово-волновых движений. Более того, котловина Ладожского озера занимает угловое расположение в зоне сочленения Карельского и Свекофеннского геоблоков и осью краевой радиальной флексур (Светов, Свириденко, 1991). Котловина Ладожского озера является узловой высокоэнергоемкой точкой пересечений разных волновых полей напряжений, и, следовательно, она должна обладать резонансными явлениями вплоть до современности. Нашими исследованиями истории геологического развития свекокарелид Юго-Западной Карелии установлено, что современная морфоструктура котловины Ладожского озера и прилегающего побережья соответствует активно формирующейся Ладожской неотектонической радиально-кольцевой структуре (ЛНРКС) в связи со стремительно возрождающимся локальным аномальным поднятием Северного Приладожья со средней скоростью ~4,0 мм/год (Kakkuri, 1997). Таким образом, акватория Ладожского озера и прилегающее побережье сохраняют высокую тектоническую активность с глубокого докембрия и до сих пор, а главной причиной, вероятно, служит тенденция ФСЩ к мегасводовому воздыманию в режиме сводовых глыбово-волновых знакопеременных движений.

Тектоническое строение котловины Ладожского озера обнаруживает северо-западную продольную, северо-восточную поперечную и радиально-концентрически-зональную симметрию в границах современной ЛНРКС. Котловина Ладожского озера и ее морфоструктура вписываются в систему структур, сопряженных с краевой геофлексурой Полканова. Только на ее отрезке от Балтийского до Баренцева морей с востока на запад размещаются: разломно-блоковая структура Горла и Воронки Белого моря, Онежско-Кулойская горсто-грабеновая система, бифуркация Кандалакшского грабена, Сумозерская ундуляция оси кряжа Ветреный Пояс, система Великих озер Европы — Онежского и Ладожского, Онежская асимметричная кольцевая вулкано-тектоническая депрессия, глубоко врезанная палеодолина р. Свирь, Ладожская НРКС, сложно построенная система береговых и акватории Финского залива разноамплитудных блоковых горсто-грабеновых структур.

Западное продолжение краевой геофлексур включает: пояс анортозит-рапакивигранитных массивов от Салминско-Улягского, Выборгского, Лайтила, Охвенмаа до Аландского, сводовое поднятие Бергслаген Ю. Швеции, бифуркации Протоджин зоны, грабен Осло и соосный Норвежский краевой глубоководный желоб, а также системы грабенов Датско-Польского авлакогена и Северного моря (грабены Викинг, Хорн, Центральный). Сейсмичность зоны краевой геофлексур остается малоизученной. Ее центральная и западная часть обладает в целом слабой сейсмичностью ( $M=2-4$ ), реже отмечается

более сильная ( $M=6-8$ ), по палеосейсмодислокациям предполагаются здесь и землетрясения до 10 баллов (Юдахин, 2002). Распределение плотности теплового потока вдоль краевой геофлексуры и в границах ее морфоструктур остается не выясненным, хотя аномальные тепловые поля ( $64,0-97,0$  мВт/м<sup>2</sup>) известны в Бергслагене, Южном побережье Финляндии, Ладожском озере. Очевидно, котловина Ладожского озера имеет особый геотектонический статус. Время ее активного развития относится к позднебайкальским движениям. Однако современная морфоструктура, без сомнения, была сформирована в позднеплейстоценовое или голоценовое время.

По своему географическому расположению о. Валаам Ладожского озера является наиболее благоприятным объектом для организации предполагаемого геодинамического многофункционального полигона с целью изучения современного состояния физических полей и прогнозирования их вариаций. Остров Валаам обладает целым рядом феноменальных особенностей, которые характеризуют его как объект «живой» тектоники.

Валаам, как и все остальные 86 мелких островов Валаамско-Салминской островной гряды, сложен габбро-долеритами пластового силла мощностью 220 м, залегающего в красноцветных терригенных породах салминской свиты. Время его внедрения по геологическим данным мы относим к интервалу 1459 млн лет. Периодизация тектонической деструкции осадочно-вулканогенного среднерифейского чехла воссоздается с большими трудностями. Среднерифейские йотнийские (1400–1050 млн л.) и вендские (1050–570 млн л.) осадочно-вулканогенные чехлы участвуют в заполнении Ладожского грабена.

Поздневендские и раннепалеозойские кембро-силурийские породы перекрывают с корой выветривания и угловыми несогласиями как протерозойский кристаллический фундамент, так и образования ЛНРКС, включающие осадочно-вулканогенные породы салминской свиты среднего рифея и лапландского (древляндского) горизонта раннего венда. Следовательно, ранняя стадия «обрушения» в виде пологой грабен-синклинали в котловине Ладожского озера произошла после дегляциации Лапландского покровного ледника в ходе обширного гляциоизостатического воздымания Балтийской возвышенности пра-Фенноскандии около 630–620 млн лет. Верхневендский осадочный чехол с признаками удаленного вулканизма, с размывом в ходе палеогеографических и палеотектонических перестроек, перекрыл котловину Ладожского озера. Сформированная грабен-синклиналь в последующих каледонско-герцинских и киммерийско-альпийских движениях практически не сохранила никаких следов, хотя их присутствие не исключается.

Далее тектоническая эволюция котловины Ладожского озера может быть восстановлена с плейстоценовых событий, когда грабен-синклиналь трансформировалась в асимметричную горсто-грабенную систему. Позднеплейстоценовое покровное оледенение и гляциоизостатические прогибания и воздымания охватили всю Фенноскандию и прилегающие части Русской плиты. В эпохи максимумов окского, днепровского, московского и валдайского оледенений Фенноскандия прогибалась с амплитудой до 1,0–1,5 км, а в межледниковья лихвинское, одинцовское, микулинское и современное (?) воздымалась. Динамика тектонических движений области континентального оледенения в значительной степени «расшатала» не только кристаллический фундамент, но и его морфоструктуры. Однако глубоководная северная часть котловины до поздневалдайского времени еще не существовала. Здесь отсутствуют ледниковые флювиогляциальные и конечно-моренные отложения, столь широко развитые на плечах восточного и западного бортов котловины.

Таким образом, современный облик котловина Ладожского озера приобрела уже после дегляциации ледника, т. е. в интервале времени 10–8 тыс. л.н., сохранив свои тектонические формы едва ли не в первозданном облике. Остров Валаам и прилегающее северное побережье Ладожского озера с их разнорядковой и разноранговой системой тектонических движений, несомненно, содержат чрезвычайно важную информацию об этих катастрофических событиях. Обильные протяженные зияющие трещины, многочисленные сдвиговые деформации, смещения палеической поверхности на относительные амплитуды до 40–50 см — свидетельства молодости глубоководной части ложа котловины.

Предложенная интерпретация тектонической истории ЛНРКС дает основания к далеко идущим построениям. В голоценовую эпоху и в историческое время Южная Фенноскандия испытала катастрофическое природное явление, вызвавшее частичное обрушение ложи котловины в Северном Приладожье с амплитудой до 300 м и общим охватом территории площадью 75х15 км. Возможно, это событие было неоднoактным, растянутым на первые тысячи лет. Свидетельствами подобных явлений могут стать следы палеодислокаций, оцениваемые землетрясениями 10 баллов и выше, которые нередки в Фенноскандии и в Карелии, в том числе и в Приладожье. В центре Сортавальского контура изобазы 4 мм/год известны аномальные участки со скоростью поднятия 6,4 мм/год (Kakkuri, 1997, ссылка на А. И. Рехова, 1990). Это чрезвычайно высокие скорости воздымания северного берега Ладожского озера. Только за голоценовое время центральная часть формирующего Фенноскандинавского свода испытала поднятие не менее чем на 250 м.

Очевидная высокая тектоническая активность Юго-Западной Карелии и котловины Ладожского озера в недалеком историческом прошлом может проявиться и в современную эпоху, что и вызывает необходимость организации специальных геологических, геолого-геофизических и геофизических исследований на системе геодинамических полигонов. Северо-Западный экономический регион с крупными городами, высокой численностью населения, развитой промышленностью, транспортными системами требует обеспечения его геоэкологической безопасности и долгосрочного прогноза возможных нежелательных природных событий. В связи с выходом воздымания ФСЦ на его предельный уровень возможно ожидать усиления в современную эпоху прежде всего вертикальных нисходящих движений типа разномасштабных провальных обрушений в системах существующих горсто-грабеновых систем, а также усиление сейсмической активности. Уже фиксируется нарастание уровня местных сейсмических событий на Кольском полуострове, Финском заливе и Финляндии. Высокая и, вероятно, нарастающая глубинная тектоническая активность проявляется не только в «живой» тектонике о. Валаам, но и в развитии в современную эпоху систем глубоких, протяженных и зияющих трещин растяжения северного берега Ладожского озера.

Создание геодинамического полигона на о. Валаам позволит развернуть комплексные геологические, геолого-геофизические и геофизические исследования по напряженно-деформированному состоянию земной коры на значительной территории Северо-Запада России. Важнейшую задачу должно составить изучение геоблоковой, блоковой и межгеоблоковой делимости кристаллического фундамента и тектонической активности их шовных разломных зон, как главного признака их геоизостатической неустойчивости. Все разломные зоны полигона должны пройти геофизическое тестирование, особенно в части их глубинности и формы залегания, поскольку «скрытая» часть разломов в значительной мере отличается от поверхностной.

Программа геодинамических исследований должна в первую очередь основываться на методах GSP космической геодезии, позволяющих фиксировать амплитуды и векторы блоковых и, особенно, сдвиговых движений. Современное геодинамическое состояние систем разломов с успехом решается сейсмическими (сейсмоакустическими) методами фиксации макро-микроколебаний, свидетельствующих о форме состояния современных полей напряжений, а также методом электромагнитного зондирования.

Проведение опытно-методических гелиометрических и гидрохимических исследований также позволит оценить по дополнительным критериям активность и глубинность заложения разноранговых разломов и разломных систем. В арсенале комплексных геофизических исследований имеются достаточно эффективные методы тектонофизики, включая термометрические, радиометрические, гравиметрические и др., которые в целом способны оценить современное геодинамическое состояние земной коры. Организация предлагаемого Валаамского геодинамического полигона будет способствовать решению самого широкого круга проблем региональной геотектоники, геодинамики, геокинематики, а также геоэкологии.

## ГЛАВА 6

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ВАЛААМСКОГО СИЛЛА

#### 6.1. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ГЛАВНЫХ ТИПОВ ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ СИЛЛА И ИХ СОСТАВ

Ярко выраженной специфической особенностью габбро-долеритов является постоянное, независимое от химического состава, присутствие межгранулярного кварца и кварц-калишпатового гранофира. Небольшая мощность силла (около 200 м) и перемещение его блоков по разломам Валаамско-Салминской островной гряды, а также изучение керна скважины (Светов, Свириденко, 1995) позволили прийти к заключению об отсутствии значимой магматической дифференциации или расслоенности при кристаллизации силла. Вместе с тем на площади развития силла макроскопически выделяются следующие структурные разновидности: феррогаббро, офитовые габбро-долериты, трахитоидные габбро-долериты и лейстовые габбро-долериты. Выявление их соотношения между собой и распределение по площади в пределах о. Валаам (рис. 15) облегчает его значительная площадь.

**Феррогаббро**, слагающие нижнюю часть разреза Валаамского силла, широко развиты в северной и северо-западной частях о. Валаам на архипелаге Хейнясенмаа (рис. 13), о. Мюккериккю. Известны они также в восточной части островной гряды (о. Вильямой). Это порода темно-серого цвета среднезернистой, местами крупнозернистой структуры, с повышенным содержанием магнетита, местами достигающим 10%. Главными пороодообразующими минералами здесь являются плагиоклаз и клинопироксен, присутствующие примерно в равных количествах. Изредка, и только в феррогаббро, встречается оливин. Структура преимущественно габбровая (1497-II и 1499-4, рис. 42). Характерен и селадонит в виде двух разновидностей – бурой и светло-зеленой. Бурый селадонит образует псевдоморфозы по пироксену, светло-зеленый заполняет микротрещины и вместе с кварцем слагает миароловые пустоты. В ассоциации с селадонитом встречается карбонат, замещающий пироксен и образующий вместе с селадонитом и кварцем микропрожилки. Присутствуют также единичные зерна амфибола и биотита. Главный акцессорный минерал – апатит. Менее распространены пирит и сфен.

Моноклинный пироксен представлен авгитом и имеет весьма устойчивый состав (табл. 7). Плагиоклаз, как правило, зональный. Его состав в целом более основной (табл. 7) в сравнении с другими породами Валаамского силла, но соответствует андезину. В краевой части наблюдается селадонизация плагиоклаза (рис. 42, 1487-1). Магнетит прослеживается в виде двух генераций. Ранняя образует включения в пироксене, более поздняя, преобладающая – срастания с селадонитом.

**Офитовые, трахитоидные**, так же как и **лейстовые** габбро-долериты различаются лишь макроскопически. В отличие от феррогаббро, они не имеют четкого положения в разрезе силла. Площадное соотношение их удалось выявить лишь на о. Валаам (рис. 15), где в синклинальной структуре силла они наблюдаются в виде отдельных слоев, не имеющих резких контактов. Их соотношение позволяет считать, что вверх по разрезу феррогаббро переходит в офитовое габбро, сменяясь далее трахитоидными и лейстовыми габбро-долеритами. Структура их преимущественно габброофитовая и офитовая (1499-2, 1551-6, рис. 42).

Т а б л и ц а 7. Силикатные анализы породообразующих минералов Валаамского силла

Шелочной полевой шпат		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Li <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O	Cs <sub>2</sub> O	CuO	ZnO	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CoO	NiO
Плагноклаз	монцониты	2315-1	73,92	0,06	13,22	0,58	0,57	0,10	0,57	3,64	6,61	0,16	0,16	0,0009	0,0141	0,004	0,001	0,004		0,003	0,0016
		2333-2	70,64	0,02	15,04	0,86	0,14	0,018	0,16	0,57	7,68	0,28	0,20	0,0008	0,0145	0,0003	0,001	0,002		0,002	0,001
		2320-1	63,54	0,02	17,59	1,45	0,43	0,034	0,35	1,95	13,06	0,17	0,88	0,0007	0,0260	0,0004	0,001	0,003		0,001	0,001
		2320-4	62,20	0,10	17,20	1,73	1,3	0,016	0,50	0,70	12,55		2,14	0,0023	0,0208		0,0018	0,028		0,001	0,006
		2333-2	70,80	0,05	15,46	0,57	0,22	0,038	0,03	1,21	5,38	0,16	0,92	0,0017	0,0106	0,0002					
		2292-1	59,06	0,11	23,03	1,75		0,013	0,10	7,58	5,46	0,40	1,5								
		2293-1	62,98	0,06	21,70	0,34	0,36	0,005	0,10	4,99	2,8	0,14	0,58								
		2294-1	70,46	0,05	17,52	0,28	0,36	0,008	0,08	4,41	1,13	0,20	0,54								
		2295-1	62,26	0,06	22,75	0,34	0,29	0,005	0,05	6,22	5,49	0,10	0,43								
		1551-3	63,50	0,10	20,60	0,37	1,21	0,02	0,72	6,39	5,54	0,16	0,11								
Пироксен	монц.	1488-21	53,90	2,22	13,72	3,63	7,54	3,79	4,43	3,36	2,48	0,06	3,29	0,0041	0,0052						
		2315-1	64,00	0,04	19,86	0,99	0,57	0,013	0,10	2,57	2,53	0,24	0,80	0,0026	0,0043						
		1488-20	55,54	1,87	13,99	3,42	7,84	0,21	3,08	4,12	3,97	2,61	2,08	0,0049	0,0048						
		1626-7	49,82	0,84	2,09	0,54	13,94	0,343	12,16	16,53	0,34	0,20	2,55								
		2292-1	50,80	0,74	1,57	2,47	12,07	0,331	12,56	17,73	0,37	0,06	0,20	0,70			0,004	0,023	0,029	0,005	0,002
		2293-1	50,70	0,68	1,87	1,65	11,71	0,308	12,78	18,30	0,35	0,05	0,20	0,70			0,001	0,016	0,029	0,006	0,003
		2294-1	50,88	0,84	2,01	1,96	11,49	0,306	12,98	17,73	0,35	0,06	0,08	0,88			0,001	0,014	0,027	0,005	0,002
		1551-3	48,86	0,86	1,40	1,46	14,01	0,230	12,34	17,04	2,54	0,19	0,26	0,89							
		2320-1	50,12	0,70	1,34	2,94	14,94	0,420	9,22	18,30	0,35	0,08	0,16	0,99			0,001	0,024	0,011	0,004	0,002
	монц.	2333-2	50,00	0,80	1,99	0,92	15,66	0,424	10,25	18,59	0,32	0,04	0,20	0,94			0,001	0,025		0,006	0,003
Титаномегнетит	габбро	2315-1	49,84	0,59	1,2	0,62	17,12	0,476	8,82	18,03	0,33	0,04	0,08	2,8			0,002	0,027		0,004	0,002
		2066-1	3,8	14,67	0,48	43,33	32,69	1,114	1,56	1,21	0,02	0,03	0,20				0,016	0,156	0,58	0,022	0,008
		2082-2	0,43	16,08	0,86	41,91	35,20	1,484	1,56	0,96	0,02	0,03	0,45				0,012	0,166	0,49	0,012	0,008
		2082-3	0,43	12,08	1,46	47,68	33,41	0,854	1,56	0,96	0,02	0,35					0,027	0,165	0,47	0,018	0,011
		2292-1	2,64	12,7	1,34	43,3	35,78	1,21	0,35	1,29	0,02	0,26					0,094	0,197	0,538	0,018	0,028
		2293-1	2,92	13,40	1,52	41,28	36,14	1,36	0,56	1,28	0,03	0,24					0,152	0,254	0,544	0,018	0,017
		2294-1	2,08	12,7	1,59	44,94	35,78	0,877	0,43	1,01	0,03	0,06					0,035	0,172	0,346	0,017	0,016
		2101-1	2,59	17,98	2,19	58,99	14,36	1,15	0,43	1,17	0,0100	0,1400					0,0180	0,1940	0,3040	0,0040	0,0050
		2051-2	2,50	12,40	2,04	59,40	20,83	0,64	0,05	1,50	0,0200	0,0300					0,0510	0,1300	0,3000	0,0080	0,0070
		1551-3	4,49	14,48	2,01	42,34	30,36	0,83	1,47	2,51	0,2900	0,6200					0,1040	0,2000	0,3840	0,0210	0,0160
Монц.	монц.	2186-2	1,58	13,90	1,67	44,38	35,20	0,39	1,09	0,28	0,0300	0,0400	0,0700				0,1320	0,2220	0,5120	0,0180	0,0140
		2295-1	2,68	13,60	1,52	43,68	34,34	1,15	0,58	1,29	0,02	0,03	0,14				0,089	0,208	0,486	0,017	0,013
		2315-1	2,2	12,2	1,91	47,34	33,62	0,754	0,19	0,86	0,04	0,03	0,20				0,004	0,347	0,058	0,005	0,018
		2320-1	4	11,2	3,05	45,47	30,53	0,937	0,5	3,93	0,1	0,09	0,3				0,299	0,327	0,04	0,005	0,035
		2333-1	4,12	11,8	1,65	49,65	28,23	0,584	0,29	3,03	0,04	0,03	0,10				0,083	0,172	0,058	0,005	0,018

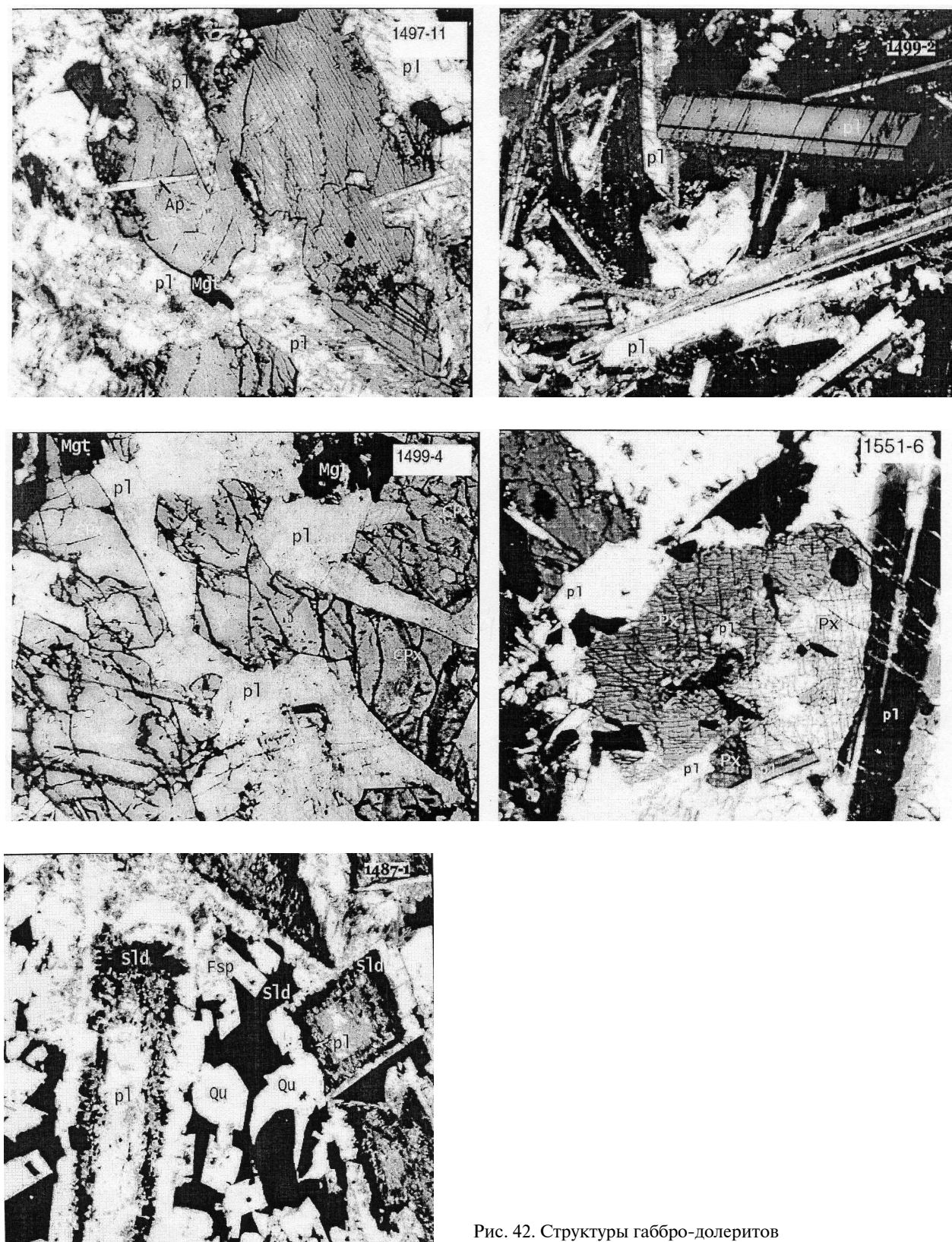


Рис. 42. Структуры габбро-долеритов

Главными породообразующими минералами являются клинопироксен и плагиоклаз в переменных количествах, что и определяет характер структуры. Кроме того, на структуру влияют условия (прежде всего скорость) кристаллизации. Акцессорные минералы — апатит, пирит.



Во всех разновидностях габбро-долеритов наблюдается межгранулярный кварц-калишпатовый микропегматит. Кварц в небольшом количестве присутствует повсеместно. Клинопироксен интенсивно замещается бурым селадонитом. Сохранившиеся зерна клинопироксена в краевой части местами замещаются амфиболом. Селадонит также развивается по плагиоклазу. Зеленая разновидность селадонита более поздняя. Вместе с кварцем зеленый селадонит выполняет миароловые пустоты (рис. 42, 1487-1), либо образует микропрожилки. Трахитоидные габбро-долериты в отличие от офитовых содержат пластовые тела монцонитов и кварцевых монцонитов. В них наблюдается трахитоидность по плагиоклазу.

Химический состав охарактеризованных разновидностей габбро-долеритов вполне сопоставим (табл. 8), все они высокотитанистые. Содержание  $TiO_2$  в феррогаббро колеблется в интервале 3,28–2,37%, в офитовом габбро – 3,42–2,61%, трахитоидном габбро – 3,37–2,27% и в лейстовом – 3,80–2,90%. Им также свойственно высокое содержание  $P_2O_5$ , обусловленное постоянным присутствием акцессорного апатита. Повышенное и непостоянное содержание  $Fe_2O_3$ , видимо, связано с неравномерным проявлением селадонитизации. Неравномерное распределение  $K_2O$  и его повышенная концентрация вызваны межгранулярным развитием кварц-калишпатового гранофира.

На о. Вильямой среди в той или иной степени монцонитизированного феррогаббро-долерита встречены ксенолиты афировых базальтов, содержащих в свою очередь ксенолиты кварцито-песчаников, оказывающих гибридизирующее воздействие на базальты (Светов, Свириденко, 1995). Состав базальта аналогичен составу габбро-долеритов, а его контаминация приводит к увеличению содержания  $SiO_2$  и  $K_2O$ , что сопоставимо с монцонитизацией габбро-долеритов (табл. 8). Нами приводился фактический материал в пользу метасоматического происхождения монцонитов и кварцевых сиенитов (Светов, Свириденко, 1995), но этот вывод не получил поддержки и не обсуждался (Франк-Каменецкий, 1998; Носова, 2007). Приходится вернуться к данной проблеме еще раз на новом уровне исследований.

Кварцито-песчаники ксенолитов испытывают анатексис под воздействием базитовой магмы (рис. 43, 1555-10). Наиболее четко это прослеживается на контакте ксенолита и базальта. В песчанике зерна кварца укрупняются и приобретают округлую форму. Вокруг них нарастает кварц-калишпатовая гранофировая кайма. В цементе песчаника появляются пятна гранофира. В базальте, в приконтактной зоне с крупными ксенолитами кварцито-песчаника, структура основной массы становится мелкозернистой, и на ее фоне наблюдаются длиннопризматические вкрапленники плагиоклаза. В основной массе – кварц, плагиоклаз, селадонит. Кварца много, иногда встречаются мелкие обломочки песчаника, иногда скопление плагиоклаза дает лучистые агрегаты, как в пустотах. Присутствуют единичные зерна биотита. Местами можно видеть «пятна гранофира». Темноцветный минерал вкрапленников замещен селадонитом. Много игольчатого апатита, рудного минерала. Очень выразительны микропрожилки калишпата и крупные округлые зерна кварца (1555-26, рис. 43), сопоставимые с оплавленными зернами кварца в песчанике (1555-10). В ксенолитах базальта встречаются также микропрожилки карбонатсодержащего пегматоидного гранита.

Изменение химического состава базальта при контаминации выражается в значительном увеличении содержания  $SiO_2$  и  $K_2O$  (табл. 9). Уменьшается содержание титана, железа, магния и кальция. В целом такие изменения сопоставимы с изменением химического состава вмещающего феррогаббро-долерита о. Вильямой при его монцонитизации (табл. 9). Монцонит, метасоматически развивающийся по феррогаббро-долериту о. Вильямой (1555-25, рис. 43), также характеризуется более высоким содержанием  $SiO_2$  и  $K_2O$  по сравнению с габбро. О его минеральном составе позволяют судить результаты микрозондового анализа<sup>1</sup> (табл. 10, 11, 12).

## 6.2. ГЛАВНЫЕ ТИПЫ МОНЦОНИТОВ – КВАРЦЕВЫХ СИЕНИТОВ И ИХ СОСТАВ

Субщелочные породы промежуточного состава, от монцонитов до кварцевых сиенитов, в работах, посвященных Валаамскому силлу, охарактеризованы недостаточно, но все исследователи единодушны во мнении о комагматичности их с габбро-долеритами и о формировании в результате магматической дифференциации единой магмы. Видимо, сказалась слабая геологическая изученность Валаамского силла в целом и структурных форм монцонитов – кварцевых сиенитов, в частности. Нам удалось установить купольные структуры, связанные с формированием монцонитов – кварцевых сиенитов и выявить два типа этих пород: пятнистые и метельчатые.

<sup>1</sup> Микрозондовые исследования проведены на сканирующем электронном микроскопе Vega Tescan с приставкой для микрозонда Sigma Oxford Instruments INCA (табл. 10, 11, 12, 15, 16, 17).

Т а б л и ц а 8. Химический состав разновидностей габбро и габбро-долеритов (окислы, мас.%, элементы г/т)

феррогаббро										обитываемые габбро										трахитоглинные габбро										лейстовые габбро									
	2280-1	12294-1	12186-1	1636-1	12293-1	1639-1	1639-5	12292-1	1639-6	1639-7	2066-1	2067-1	12295-1	2082-2	2482-1	2083-1	1631-2	2440-2	1632-1	2313-2	1476-2	2439-1	2335-1	2440-1	12336-1	12316-1	2332-1	2433-1	1477-3	2326-4	2329-1	12330-1	2288-1						
SiO <sub>2</sub>	47,00	47,86	47,94	48,50	48,57	49,37	50,15	49,98	50,10	50,65	51,80	48,02	48,87	51,49	46,60	48,06	48,14	48,46	48,89	49,06	49,59	49,81	50,07	50,40	50,88	51,52	51,98	52,20	52,41	52,69	46,40	46,24	50,04	51,05					
TiO <sub>2</sub>	3,28	2,82	2,74	2,94	2,83	2,75	2,61	2,81	2,70	2,77	2,37	3,42	3,18	2,61	3,03	3,37	3,04	3,18	2,87	2,94	2,91	3,07	2,96	2,52	2,56	2,53	1,27	2,55	2,27	3,62	3,80	3,10	2,90						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,33	12,08	13,21	13,48	12,49	13,07	13,18	12,77	14,02	12,25	13,97	12,39	13,07	12,76	13,24	13,16	9,75	13,00	12,56	13,26	13,22	13,04	14,12	14,63	13,60	13,77	14,94	13,74	12,79	12,17	12,97	13,42	13,54						
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,77	6,97	7,23	5,61	5,72	5,10	5,12	5,15	4,85	5,41	4,57	5,51	6,91	5,25	6,45	6,17	7,32	5,25	6,05	5,77	6,03	6,37	6,10	5,69	4,67	4,42	6,41	5,32	5,34	5,84	5,53	7,30	5,25	6,28					
FeO	9,32	9,48	8,62	7,97	9,69	8,98	8,30	9,44	7,75	9,19	7,83	10,05	8,30	8,36	9,34	9,05	9,08	8,30	8,87	7,83	7,86	7,92	8,42	6,61	7,32	7,54	6,10	6,75	7,99	7,24	10,78	7,90	7,18	7,52					
MnO	0,230	0,020	0,163	0,210	0,192	0,197	0,175	0,198	0,191	0,193	0,192	0,253	0,200	0,019	0,252	0,221	0,174	0,196	0,202	0,195	0,196	0,158	0,197	0,132	0,200	0,153	0,187	0,164	0,204	0,150	0,182	0,165	0,174	0,179					
MgO	4,47	4,52	3,93	3,83	4,67	4,10	4,08	3,95	3,74	3,95	2,84	4,31	3,89	4,19	4,87	4,30	4,91	4,15	4,22	3,75	3,86	3,58	3,69	3,29	3,34	3,23	3,48	3,08	3,16	3,50	4,83	3,91	3,19	3,53					
CaO	7,57	6,57	7,05	7,48	5,89	6,85	7,14	6,36	6,77	6,21	6,77	7,61	7,45	5,98	7,05	7,45	6,83	7,90	7,49	7,48	7,25	7,26	7,04	6,87	6,82	6,73	6,30		6,02	6,05	6,73	7,01	6,73	6,95					
Na <sub>2</sub> O	3,10	3,02	3,12	3,13	3,06	3,32	3,52	3,17	3,43	3,21	3,51	2,83	3,31	2,95	2,86	3,11	3,13	3,15	3,05	3,21	3,32	3,20	3,42	3,65	3,45	3,56	3,53	3,54	3,50	3,05	2,95	3,26	3,29						
K <sub>2</sub> O	1,78	1,98	1,82	1,92	2,12	2,11	2,28	2,16	2,08	2,38	2,20	1,80	1,83	2,46	1,69	1,78	1,89	1,90	1,83	2,01	1,87	1,88	1,98	1,90	2,08	2,02	2,19	2,15	2,26	2,23	1,71	1,70	2,01	2,09					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,12	1,92	0,63	1,80	1,88	1,65	1,60	1,86	1,54	1,74	1,25	1,82	1,80	1,71	2,03	1,79	2,14	1,77	1,66	1,67	1,66	1,71	1,54	0,72	1,08	1,20	1,19	0,50	1,09	1,10	1,46	1,28	0,74	1,36					
H <sub>2</sub> O	1,28	0,13	1,30			0,92	1,33		1,01		0,85	1,21	1,34		1,70			1,12	1,35	1,16		1,12	1,15	0,09	0,24	0,05		0,07	1,20	0,84	0,10	0,10	0,11						
пл.п.	3,58	1,96	1,80	1,66	2,45	1,44	1,95	1,77	1,57	1,62	1,46	1,75	1,88	1,56	2,54	1,63	3,27	1,52	1,82	1,51	1,77	1,83	1,63	3,32	2,49	3,19	1,80	3,16	1,49	2,57	3,00	4,12	4,10	1,65					
Сум-ма	100,83	99,33	99,55	99,90	99,56	99,86	101,44	99,62	99,75	99,57	99,61	100,97	102,03	99,34	101,65	100,09	99,66	99,76	101,17	99,78	99,61	101,09	101,13	99,52	99,92	99,66	99,50	93,13	100,99	100,77	99,56	99,45	99,30	100,34					
Ba	1600	2000	1300	1200	1800	*	1200	1900	1300	1900	*	1600	1500	1700	1500	1800	1800	1700	1800	1800	1700	1326	1750	1900	1550	1900	2300	2000	1800	1396	1800	1900	1800	2000					
Rb	36	35	35	33	37	44	37	41	37	46	39	33	32	48	31	29	37	32	*	37	29	35	33	37	32	38	37	41	38	37	32	33	38	37					
Sr	400		340	340		320	320		290			500			510	520		500	500	500	455	520	380	590	390	430	440	500	451	390	380	400							
Cs	5,3	7,42	7,42	7,42	7,42	3,18	8,48	4,24	6,36	6,36	7,42	6,36	9,54	6,36	7,42	4,24	14,84	9,54	*	8,48	5,3	3,18	7,42	*	6,36	*	5,3	*	6,36	6,36	*	*	*	5,3					
Li	12,08	12,54	13,47	12,08	13,01	13,94	13,01	12,54	13,01	13,01	12,54	11,61	10,22	13,47	12,08	13,47	17,19	13,01	*	12,54	12,54	10,68	15,33	13,47	12,54	13,47	12,08	13,01	13,94	13,47	13,01	13,01	11,61	12,08					
Cr	55	27	23	14	41	14	16	21	12	7	68	130	14	151	62	*	14	103	14	15	27	43	14	7	21	27	48	21	14	26	96	14	21	14					
Ni	16	24	31	55	24	24	55	39	47	39	55	47	24	24	39	24	31	55	24	86	24	*	24	31	24	16	16	24	16	*	236	24	24	24					
Co	55	47	39	39	39	47	39	39	47	31	39	36	39	39	39	31	39	39	39	47	39	34	31	31	31	31	24	31	25	472	39	31	39						
V	185	190	179	168	168	134	140	174	129	162	101	258	202	162	246	*	54	168	185	140	129	168	196	112	140	118	78	78	101	101	190	196	146	106					
Cu	24	16	24	8	16	24	8	16	8	16	8	24	24	16	24	24	16	8	24	8	16	16	16	16	24	16	16	16	16	16	240	24	16	16					
Zn	185	193	177	161	249	161	169	169	153	185	161	177	169	169	193	177	177	386	169	265	161	161	161	185	129	185	177	209	161	153	185	169	145	161					
Nb																					17									14									
Zr																						185								199									
Y																						47								46									
Th																						6								7									
Pb																						11								15									

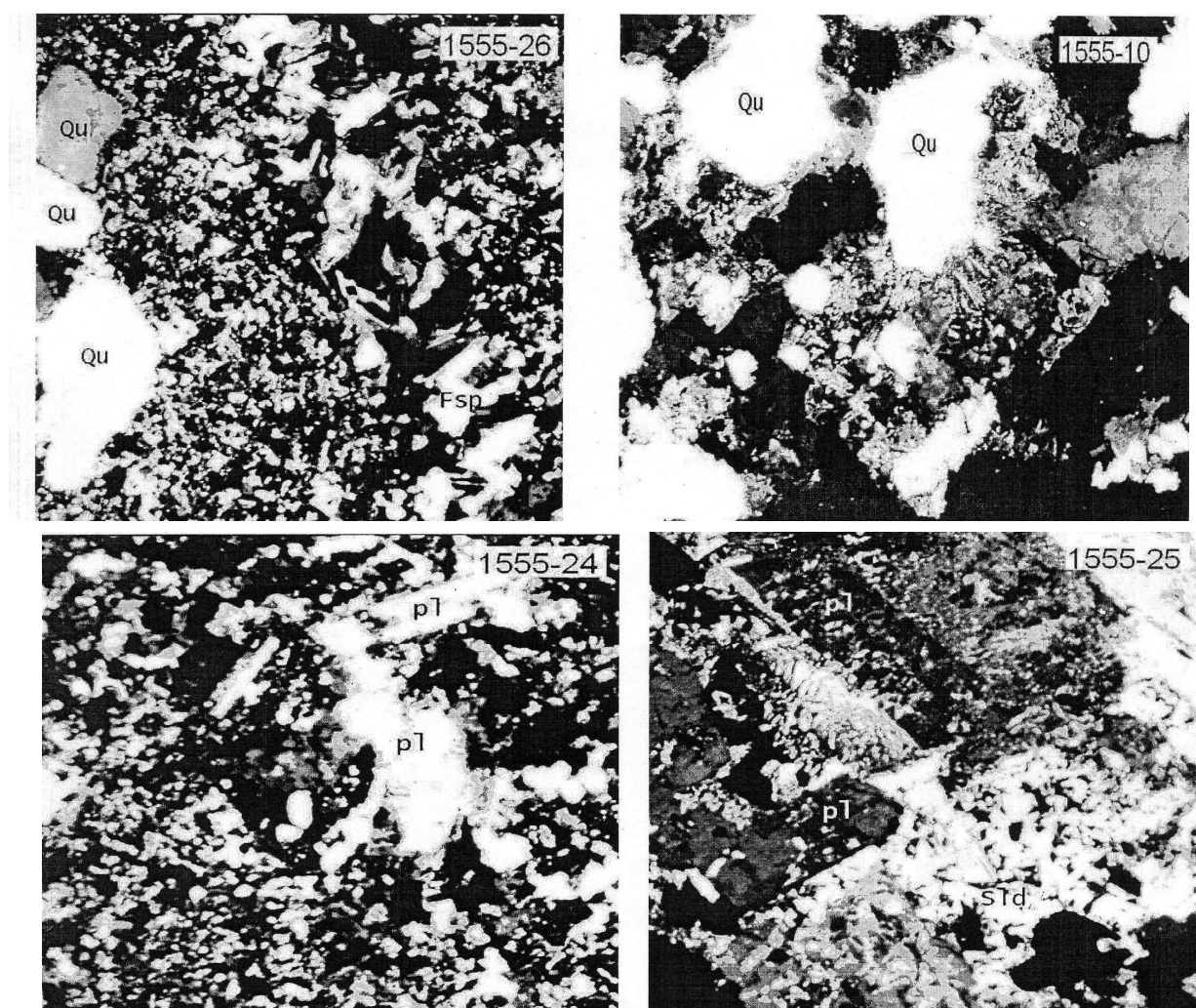


Рис. 43. Частичное плавление ксенолита кварцито-песчаника в монзонитизированном габбро-долерите о. Вильямой

Понять сущность процесса монзонитизации помог собранный нами большой фактический материал по вещественному составу монзонитов в различных условиях их залегания (рис. 44). Как правило, монзониты приурочены к центральной части купольных структур и в краевых частях постепенно переходят в габбро-долериты. Нередко в центре куполов наблюдаются метельчатые монзониты (Хейнясенмаа, рис. 13). Кроме того, метельчатые монзониты слагают пластовые тела на границе гранитов с габбро-долеритами. Контакты таких тел монзонитов как с габбро-долеритами, так и с гранитами достаточно контрастные, но не несут признаков интрузивного внедрения. Отсутствуют какие-либо признаки как эндоконтактных, так и экзоконтактных изменений. Отмечено лишь, что в приконтактных зонах гранитов и монзонитов, а также непосредственно на контакте, обычны миароловые пустотки, выполненные гидротермальными минералами: кварцем, карбонатом и селадонитом в разнообразных сочетаниях и количественных соотношениях. На контакте реже встречаются пустоты, в которых таблитчатые зерна калишпата погружены в селадонит.

В пластовом теле гранита никаких видимых изменений в составе не наблюдается, разве что прослеживается укрупнение зернистости гранита в направлении контакта. В монзоните на контакте с гранитом обычно идет интенсивная калишпатизация плагиоклаза и развитие по трещинам спайности селадонита. Гранофир проникает вглубь вмещающей породы. Такого рода пластовые тела монзонитов являют собой монзонитизацию габбро-долерита на контакте с пластовым телом гранита. Реже встречаются пластовые тела метельчатых монзонитов, рассматриваемые нами как продукт смешения базитовой и гранитной магм (Светов, Свириденко, 1995). Им свойственен более кислый состав и признаки одновременной кристаллизации клинопироксена, впоследствии замещенного амфиболом, и плагиоклаза, которые имеют длиннопризматическую форму зерен с признаками взаимопрорастания и обычно «погружены» в кварц-калишпатовый гранофир (рис. 45). Содержание клинопироксена в метельчатых монзонитах и сиенитах не превышает 10%. Преобладают полевые шпаты.

Т а б л и ц а 9. Химический состав ксенолитов базальта и песчаника в монцонитизированном габбро-долерите, о. Вильямой

Оксиды	габбро-долерит		монцонит, кв. монцонит				базальт, изм. базальт				песчаник		гранофир
	1555-13	1555-17	1555-8	1555-18	1555-25	1555-19	1555-12	1555-7	1555-11	1555-21	1555-10	1555-22	1555-23
SiO <sub>2</sub>	50,31	51,59	54,21	54,69	55,89	57,12	47,70	61,96	65,06	68,00	85,40	87,54	78,80
TiO <sub>2</sub>	2,35	1,31	2,06	2,07	1,93	1,57	2,51	1,28	0,90	0,66	0,21	0,24	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,05	14,58	14,28	13,52	14,07	14,05	14,01	14,11	13,57	13,52	6,15	5,61	9,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,49	5,48	4,58	8,71	3,13	6,88	9,14	4,09	2,55	2,53	0,74	0,84	1,59
FeO	5,93	7,63	6,60	3,55	7,53	3,33	5,59	4,24	4,31	3,23	1,15	0,72	1,15
MnO	0,108	0,286	0,225	0,182	0,165	0,133	0,125	0,107	0,093	0,095	0,041	0,031	0,051
MgO	5,27	4,89	4,27	3,56	3,73	3,38	4,89	2,17	2,57	1,85	0,21	0,11	0,62
CaO	4,38	4,31	3,81	3,19	3,17	2,52	4,92	2,52	1,57	1,14	0,29	0,29	0,57
Na <sub>2</sub> O	2,82	3,24	3,53	3,50	3,77	3,85	2,85	2,96	2,70	2,83	1,50	1,23	2,20
K <sub>2</sub> O	2,20	2,30	2,89	3,15	3,22	4,27	2,23	3,18	3,70	3,72	3,68	2,92	4,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,39	1,38	1,01	1,08	0,97	0,61	1,44	0,52	0,31	0,22	0,13	0,14	0,27
H <sub>2</sub> O	0,65	1,22	0,91	0,90	0,75	0,97	1,01	0,38	0,38	0,36	0,10	0,11	0,14
п.п.п.	4,18	2,77	2,31	2,57	2,31	2,14	4,11	2,26	2,08	1,79	0,35	0,19	0,38
Сумма	99,51	99,78	99,78	99,82	99,92	99,89	99,52	99,51	99,83	99,98	100,13	99,98	99,90
Ba	2000	2000	2700	2100	2700	3200	2200	1900	1800	1800		1900	2700
Rb		43		52	59	79			116	135		60	93
Sr	310	380	360	300	300	310	360	390	290	330		1300	590
Cs	5,30	4,70		4,70	5,70	3,80	5,30	6,36	7,50	5,70		1,90	3,80
Li		19,04		21,37	17,19	19,04			49,70	44,59		9,75	21,83
Nb					18				16	13		11	18
Zr					240				259	263		318	483
Y					38				38	31		23	35
Th					6				15	16		26	29
Cr		12		25	5	15			49	252	88		60
Ni		16		16	2	16			21	27	55	27	17
Co		24		31	25	16			27	21	16	6	6
V		117		85		36					28		
Cu		16		16	16	8			16	8	16	8	16
Pb					19				19	21		21	16
Zn		185		145	161	153			88	80	16	8	24

Т а б л и ц а 10. Химический состав пироксена, амфибола в монцонитах

			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MoO <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма	Mg/Mg+Fe
Пятистый монцонит	Пироксен	1555-25	1	48,25	1,39	5,33	23,49		8,17	9,75	2,32	0,94		99,64	0,26
			2	48,8	1,43	5,11	23,06		7,98	9,84	2,45	0,94		99,61	0,26
			3	50,09	0,76	4,08	22,03		10,29	9,41	2,33	0,68		99,67	0,32
			4	54,09	0,89	1,26	12,54		13,04	18,17	0,71			100,7	0,51
		1488-7	1	51,67	0,97	2,69	23,35		8,2	8,98				95,86	0,26
			2	52,23		1,13	16,79		10,14	18,71				99	0,38
			3	53,04			23,19	0,75	3,92	19,11				100,01	0,14
			4	39,94			26,8		20,89	0,73				100	0,44
	Амфибол	1555-25	2	37,43		15,6	32,53		14	0,44				100	0,30
			3	38,57		13,7	31,31		15,7	0,72				100	0,33
			4	36,09		14,71	38,24		10,45	0,51				100	0,21
			5	34,29		13,55	42,71	0,75	8,25	0,44				99,99	0,16
			1	38,28		13,03	36,87		10,29	1,53				100	0,22
		1488-7	2	34,13		13,89	44,82	0,93	5,86	0,37				100	0,12
			3	39,03		15,29	34,49		9,72	1,47				100	0,22
			4	36,52	0,79	14,56	37,03		10,09		1,01			100	0,21
			5	34,65		15,64	40,37	0,63	7,7	1,01				100	0,16
		1488-24	1	35,54		17,93	33,41		12,03	0,56			0,52	99,99	0,26
			2	34,31		18,01	36,87		10,8					99,99	0,23
			3	39,06		14,47	25,68		19,85	0,93			0,61	100,6	0,44
			4	35,82		18,16	32,61		13,42					100,01	0,29
			5	34,64		16,69	34,73		11,56	0,88			1,55	100,05	0,25
Метельчатый монцонит	Пироксен	2333-2	1	51,45		6,82	23,64		14,99	2,24	0,86			100	0,39
			2	52,79	0,71	0,87	17,07	0,49	9,08	19				100,01	0,35
			3	49,71		8,77	27,79		9,23	2,32	0,56	1,63		100,01	0,25
			4	48,58		8,89	30,85		8,78	2,4	0,49			99,99	0,22
			5	53,05		0,65	36,46	1,34	7,9	0,6				100	0,00
		2322-3	1	50,58	1,09	4,13	20,05		10,95	9,25	2,4	0,83		99,28	0,35
	Амфибол	2381-1	1	37,31		14,53	35,38		12,03	0,74				99,99	0,25
			2	36,65		15,33	36,9		10,55	0,58				100,01	0,22
			3	36,12		14,76	41,38		7,74					100	0,16
		2322-3	1	37,34		14,87	32,15		15,18	0,45				99,99	0,32
			2	36,13		15,23	33,51		15,12					99,99	0,31

Т а б л и ц а 11. Химический состав полевых шпатов в монцонитах

				SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	BaO	Сумма	
Пятнистый монцонит	Калинатриевый полевой шпат	1555-25	1	68,39	18,33			6,44	6,85		100,01	
			2	68,64	17,75			5,25	8,35		99,99	
			3	65,41	20,18		1,75	6,98	4	1,66	99,98	
			4	68,55	18,25			5,99	7,22		100,01	
	Калиевый полевой шпат	1555-25	1	65,79	17,82				16,39		100	
			2	66,62	18,16			1,21	14,01		100	
			3	60,77	19,21	0,57		1,45	11,45	6,55	100	
			4	64,3	17,87	0,43			13,98	3,42	100	
	Плагиоклаз	1488-24	1	65,7	17,86	1,6			14,84		100	
		1555-25	1	60,38	24,55		7,34	6,62	0,58	0,53	100	
			1488-24	1	70,39	18,14			11,17			99,7
				2	69,35	18,78			11,86			99,99
				3	69,17	19,21			11,62			100
Метельчатый монцонит	Калинатриевый полевой шпат	2333-2	1	68,44	18,01			5,62	7,93		100	
			2	67,37	17,68	0,75		4,49	9,71		100	
			3	68,56	18,04			5,66	7,74		100	
	Калишпат	2381-1	1	63,41	16,98	4,19		0,49	14,26	0,66	99,99	
			2	66,55	17,48			1,23	14,74		100	
	Альбит	2381-1	1	69,03	19,34		0,69	10,94			100	
			2	69,96	19,27			10,77			100	
			3	69,5	19,08			11,42			100	
			4	69,89	18,53		0,28	11,3			100	
			5	69,88	19,17			10,95			100	
	Плагиоклаз	2333-2	1	64,28	24,22	0,55	0,78	7,37	2,8		100	
			2	66,03	21,88	1,18	1,09	8,38	1,44		100	
			3	59,35	25,17	0,53	8,06	6,25	0,64		100	
Пластовое тело	Калишпат	2322-3	1	66,28	17,75				15,6		99,63	
			2	65,8	17,47	0,99			15,73		99,99	
	Альбит		1	69,74	19,01			11,24			99,99	
			2	69,22	19,68			11,1			100	
			3	69,46	19,02		0,29	11,24			100,01	

Т а б л и ц а 12. Химический состав ильменита, магнетита в монцонитах

				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	Сумма	
Пятнистые монцониты	Ильменит	1488-7	1		52,26		46,24	1,5		100	
			2		53,71		46,29			100	
			3	0,8	49,79		46,33	2,55	0,53	100	
		1488-24	1	2,85	50,48		39,96	4,34	2,37	100	
		1555-25	1		52,08		47,06	0,86		100	
			2		52,16		46,7	1,14		100	
			3		51,82		48,18			100	
		Титано-магнет.	1555-25	1	1,07	15,42		81,29	1,16		98,94
		Магнетит	1488-7	1	1,78	0,7		97,52			100
	2			1,78	0,7		97,52			100	
3	2,26			2,12		94,74		0,88	100		
Метельчатые монцониты	Ильменит	2381-1	1		54,01		45,99			100	
			2		51,99		45,43	2,58		100	
			3		52,89		47,11			100	
		2333-2	1		52,41		46,85	0,73		99,99	
			2		51,56		47,31	1,13		100	
			3		51,57		47,29	1		99,86	
			4		52,95		46,15	0,9		100	
		Тит. маг.	2333-2	1		16,23	0,87	82,04	0,86		100
				2	3,72	15,84	0,86	76,22	0,6	2,76	100
	Магн.	2381-1	1		3,92		96,08			100	
Пластовое тело Валаам	Ильмен.	2322-3	2		65,1		33,54	0,94	0,43	100,01	
	Магнет.	2322-3	1	5,36	3,71		88,39		2,54	100	
			2	3,33	1,03	1,35	94,29			100	



Структура монцонитов Валаамского силла весьма разнообразна (рис. 46). Плагиоклаз (широкотаблитчатый, либо призматический) погружен в кварц-калишпатовый гранофир. В монцонитах сохраняются в том или ином количестве первичные минералы габбро-долеритов (авгит, плагиоклаз, титаномagnetит). Химический состав их сопоставим с составом соответствующих минералов габбро-долеритов (табл. 7, 10, 11, 12). Клинопироксена мало. Он замещается ранним бурым селадонитом. Более поздний светло-зеленый селадонит вместе с кварцем и карбонатом выполняет микротрещины. Пироксен также замещается амфиболом и нередко наблюдается лишь в виде реликтовых зерен. Калишпат распределен неравномерно и характеризуется многообразием форм. Он заполняет вместе с селадонитом миароловые пустоты (2100-2, 2306-1, рис. 46). В монцонитах нередко можно видеть реликты габбровых структур.

Химический состав варьирует в широких пределах. Содержание  $\text{SiO}_2$  53,04–61,76% (табл. 13). При этом необходимо отметить, все метельчатые монцониты имеют более кислый состав, однако далеко не все кварцевые монцониты имеют метельчатую структуру. Монцонитам свойственны более низкие по сравнению с габбро-долеритами концентрации  $\text{TiO}_2$  и более высокие, но весьма непостоянные концентрации  $\text{K}_2\text{O}$ .

Самая полная информация о вещественном составе монцонитов собрана на о. Палинсаари (1488, табл. 14), где выделено 3 купольных структуры (Светов, Свириденко, 1995). Содержание  $\text{SiO}_2$  здесь колеблется от 53,90% до 64,04%, а содержание  $\text{K}_2\text{O}$  от 2,48% до 4,98%. Сопоставление петрографии и химизма в пределах этого хорошо обнаженного острова позволяет выявить общую направленность процессов монцонитизации, протекающей в большом интервале температур. Высокое непостоянство содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в монцонитах и кварцевых монцонитах без какой-либо видимой закономерности смены состава можно связывать лишь с незакономерным межгранулярным распределением кварц-калишпатовых пегматоидных сростаний и последующим неравномерным распределением калишпата и кварца. На ранней стадии монцонитизации, как уже отмечалось, кристаллизуется калинатриевый полевой шпат (табл. 11), что свидетельствует о высокой температуре начальной монцонитизации. На заключительной стадии кристаллизуются калишпат и альбит. Клинопироксен на ранней стадии замещается бурым селадонитом и амфиболом, на заключительной стадии – зеленым селадонитом.

Направленность процесса метасоматической монцонитизации достаточно полно отражена с помощью микрозондового анализа (табл. 10, 11). Пятнистый монцонит (1488-7, табл. 14) характеризует раннюю стадию монцонитизации. Здесь еще местами сохраняется габбровая структура. Химический состав клинопироксена сопоставим с его составом в габбро (табл. 7). Одновременно присутствуют зерна низкокальциевого пироксена – пижонита с более высоким содержанием железа. Пижонит замещается амфиболом, отвечающим по составу жедриту (табл. 10), и содержится в нем в виде реликтовых зерен. Сам факт присутствия жедрита в составе магматических пород Валаамского силла, не подвергавшегося региональному метаморфизму (Свириденко и др., 1995), является косвенным признаком метасоматического преобразования габбро-долеритов. Известно, что жедрит не кристаллизуется из магматического расплава, будучи минералом метасоматического происхождения. Титаномagnetит распадается на ильменит и магнетит. В ассоциации с ними наблюдается тонкозернистый сфен.

Поздняя стадия монцонитизации достаточно хорошо отражена в результатах микрозондового анализа (1488-24, табл. 10). Здесь отсутствует пироксен, и темноцветный минерал представлен жедритом. Широко развита ассоциация калишпат-альбит-кварц, а также ильменит – низкотитанистый магнетит. Наряду с ранним, призматическим, присутствует поздний игольчатый апатит. Много кальцита и сфена. Вместе с кальцитом и кварцем, представляющими гидротермальную стадию, встречаются зерна халькопирита, сфалерита. В халькопирите наблюдаются включения галенита.

Химические анализы габбро-долеритов и монцонитов купольных структур (табл. 13), охарактеризованных в главе 4, подтверждают наблюдаемые макроскопически закономерности изменения состава габбро-долеритов при монцонитизации. Уменьшение содержания пироксена и увеличение содержания кварц-калишпатового компонента способствуют приобретению породой лейкократового облика и изменению ее структуры.



Рис. 45. Метельчатый сиенит



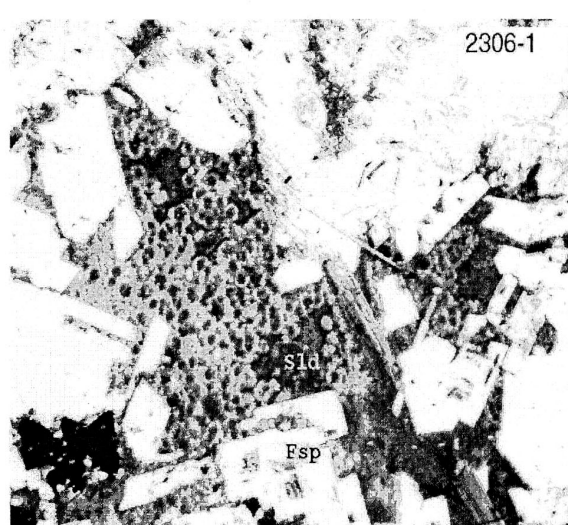
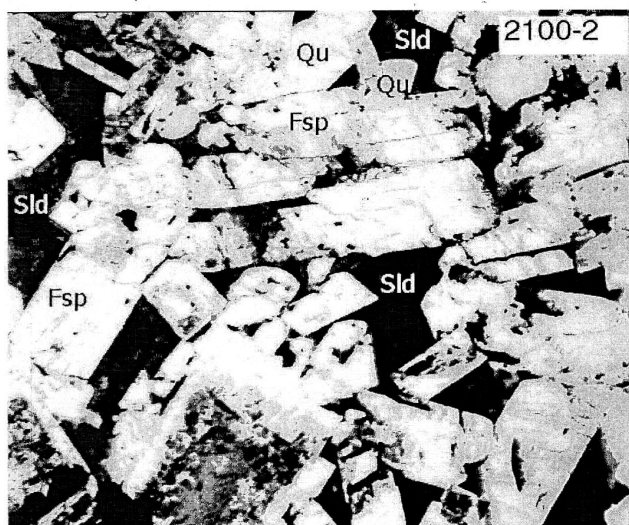
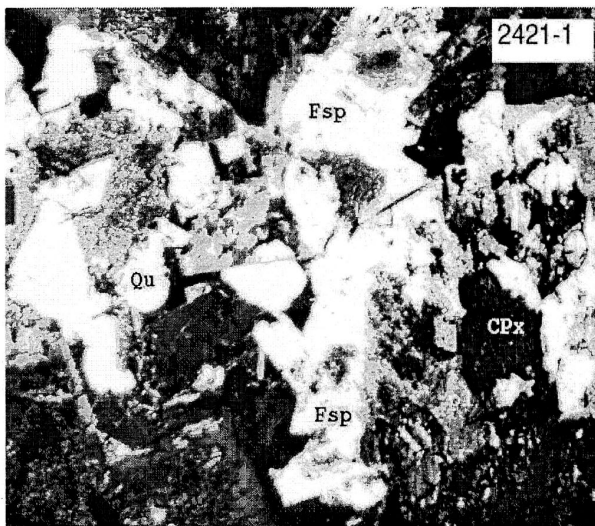
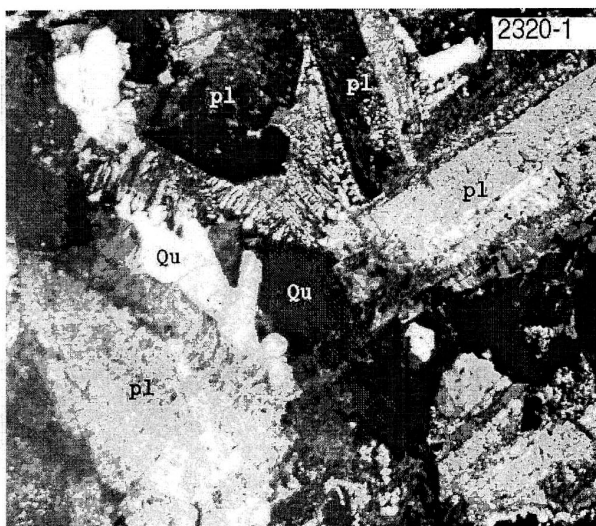
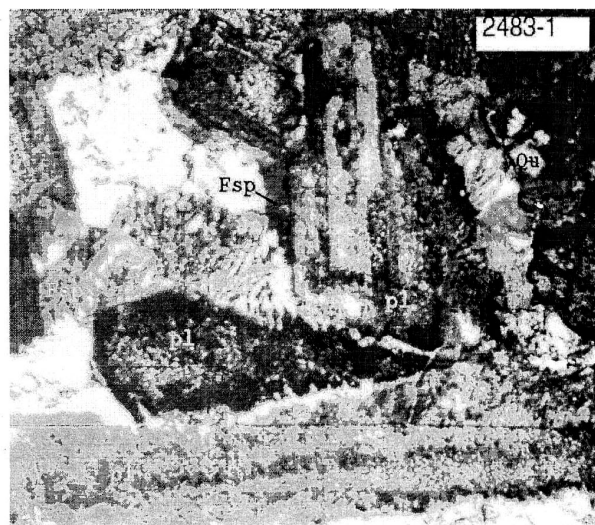


Рис. 46. Структура монцонитов и сиенитов

Т а б л и ц а 13. Химический состав габбро-долеритов купольных структур и продуктов их монцитизации на Валаамско-Салминской островной гряде

		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Сумма	K <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	Ba	Rb	Sr	Cs	Li	Nb	Zr	Y	Th	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	
Хейясенмаа-Кутри																																	
габбро	1499-1	51,28	2,36	13,87	4,02	9,30	0,190	3,72	4,58	3,54	3,03	1,34	1,14	2,73	100,02	0,46	1472	47	298	3,18	18,12	24	219	45	6	34	8	26	104	16	10	474	
габбро	1499-2	51,40	2,70	14,30	3,90	7,83	0,156	3,00	6,58	3,47	2,14	1,50	1,00	1,93	99,97	0,38	1424	39	484	5,3	15,33	17	199	46	6	33	8	25	131	24	20	177	
габбро	1499-6	52,22	2,12	14,40	4,40	6,48	0,162	3,13	5,73	3,50	2,48	1,37	1,45	2,13	99,60	0,41	1654	48	449	4,24	15,79	20	215	49	6	21	8	25	82	24	20	177	
габбро	1499-7	51,00	2,10	14,80	3,66	8,04	0,124	3,80	5,03	3,26	2,16	1,40	1,23	3,02	99,64	0,40	1281	34	360	5,3	18,12	18	198	44	6	28	8	24	80	24	12	72	
габбро	1499-8	51,13	2,15	14,45	4,42	7,82	0,086	3,47	5,10	3,53	2,63	1,49	0,89	3,48	99,75	0,43	1474	41	355	2,12	16,72	19	201	45	9	10	8	25	105	16	10	80	
габбро	2373-1	52,92	2,36	13,88	4,65	7,33	0,207	3,08	6,12	3,52	2,39	1,17	0,96	1,99	99,66	0,40	1700	52	620	2,12	13,47					7	39	31	90	16	16	161	
габбро	2377-1	48,57	2,67	12,10	7,22	8,86	0,224	4,47	6,42	2,93	1,97	2,04	1,13	2,38	99,91	0,40	1100	46	470	3,18	14,86					21	47	47	235	24		177	
габбро	2378-1	48,27	2,78	12,60	6,71	8,60	0,190	4,58	6,44	2,89	1,93	2,03	1,42	2,48	99,56	0,40	1700	44	450	3,18	13,47					14	47	47	213	16		177	
габбро	2379-1	49,64	2,47	12,78	6,15	7,93	0,217	3,84	6,73	2,99	2,32	2,43	1,27	2,33	99,88	0,44	2100	54	500	3,18	13,94					14	39	47	190	24		177	
монц.	1499-4	55,40	2,20	13,81	5,52	6,69	0,138	2,13	4,53	3,79	3,21	0,96		1,76	100,17	0,46	1885	56	409	2,12	17,65	23	270	50	6	40	8	21	65	16	19	225	
монц.	2381-1	60,14	1,35	13,67	3,34	5,78	0,155	2,43	2,03	3,80	4,32	0,53	0,64	2,13	99,71	0,53	1800	85	450	2,12	16,72					7	24	16	62	16	16	161	
монц.	2381-2	56,78	1,50	13,43	4,08	7,50	0,156	3,31	2,64	3,61	3,28	0,53	1,41	2,98	99,82	0,48	1000	64	250	2,12	21,37					3	31	24	50	16		177	
монц.	2382-1	57,60	1,63	13,31	4,37	6,83	0,157	3,51	2,34	4,16	2,91	0,60	1,21	2,48	99,93	0,41	1200	60,35	350	2,12	22,3					3	31	24	62	16		201	
монц.	2383-1	54,20	2,04	14,60	4,52	6,68	0,172	2,87	5,69	3,65	2,50	1,05	0,99	1,98	99,99	0,41	2000	51,2	520	2,12	12,54					14	31	24	101	16		161	
о. Зосима-о. Савватий																																	
габбро	1477-1	49,68	2,84	13,88	5,90	7,27	0,120	3,50	7,75	3,50	1,82	1,80	1,29	1,62	99,70	0,34	1212	34	470	5,3	13,94	14	177	46	6	52	8	27	156	16	13	161	
габбро	1477-3	52,69	2,27	12,79	5,84	7,24	0,150	3,50	6,05	3,30	2,23	1,10	0,84	2,57	99,95	0,39	1396	37	451	6,36	13,47	14	199	46	7	26	8	25	101	16	15	153	
габбро	1478-3	52,78	2,32	14,01	6,22	6,25	0,143	3,24	6,20	3,22	2,17	1,08	1,00	1,97	99,72	0,40	1521	33	476	4,24	10,22					10	2	24	105	8	15	177	
монц.	1483-2	59,73	1,33	13,94	5,37	4,35	0,121	1,97	3,60	4,35	3,48	0,45	1,00	1,22	99,93	0,44	2063	60,35	438	2,8	14,86	25	280	47	6	21	8	9	34	24	16	145	
монц.	1483-5	60,36	1,18	13,63	4,54	4,74	0,120	2,42	1,82	4,45	3,74	0,39	0,47	2,07	99,96	0,46	1723	67	293	2,8	20,44	24	291	51	6	47	8	9	27	24	26	193	
монц.	1484-1	64,65	0,79	14,03	3,20	3,49	0,079	1,42	0,99	3,79	5,86		0,94	1,25	99,58	0,61	2742	92	259	2,8	13,9	34	394	50	9	56	8	6	36	8	12	884	
монц.	1484-2	62,08	0,96	14,24	4,62	3,85	0,083	0,93	2,86	4,32	3,99	0,28	1,10	1,31	99,52	0,48	2232	71	279	2,8	16,72	28	410	51	6	36	8	11	22	8	21	153	
монц.	1486-1	57,50	1,44	14,24	4,80	5,45	0,112	3,00	2,50	4,00	3,21	0,61	0,11	2,65	99,65	0,45	*	*	*	2,12	19,97	*	*	*	*	*	*	*	*	*	233		
монц.	1487-1	62,84	1,04	13,93	4,90	3,63	0,088	1,54	2,99	3,85	3,35		1,07	1,35	99,51	0,47	2258	55,78	318	2,8	14,86	34	360	51	8	51	3	7	24	6	19	153	
монц.	2060-1	59,22	1,25	14,37	3,02	6,39	0,160	3,26	1,60	3,87	4,00	0,42		2,26	99,88	0,51	1800	69	260	6,6	19,97					21	24	24	56	8		193	
монц.	2483-1	62,36	1,06	14,10	3,38	4,83	0,138	2,21	1,46	3,74	4,74	0,27		1,23	99,54	0,56	2600	74,1	260	2,8	18,58					*	16	8	*	8		161	
монц.	2483-2	59,88	1,29	13,95	4,89	4,59	0,150	2,21	3,65	4,29	3,37	0,39		1,48	100,17	0,44	3300	56	380	2,8	14,4					*	16	16	*	16		177	
о. Мюкерикко																																	
габбро	1497-3	50,09	2,35	14,46	6,59	6,84	0,100	3,51	6,45	3,59	2,03	1,83	1,42	1,83	99,69	0,36	1361	36	438	5,3	14,4	14	184	54	6	10	8	28	142	16	11	161	
габбро	1497-5	49,21	3,13	13,62	6,02	8,43	0,156	3,80	6,26	3,32	2,10	1,92	1,17	1,77	99,76	0,39	1294	36	446	3,18	12,54	17	168	46	6	17	8	41	158	16	17	177	
габбро	1497-7	52,01	2,43	14,91	4,98	7,70	0,094	2,16	6,44	3,60	2,16	1,62	1,06	1,57	99,69	0,38	1281	40	525	5,3	17,65	16	212	54	6	47	8	29	128	24	13	161	
габбро	1497-8	51,72	2,72	13,62	5,58	7,04	0,150	3,20	6,20	3,49	2,19	1,31	1,00	1,38	99,62	0,39	1500	36		5,3	11,15					*	*	*	*	16		129	
габбро	1497-9	50,94	2,34	13,57	3,22	9,34	0,127	3,63	5,48	3,55	2,43	1,40	0,18	3,30	99,54	0,41	1388	48	348	3,18	17,65	20	221	51	6	45	8	31	115	24	11	193	
габбро	2370-1	51,18	2,99	13,19	5,09	7,69	0,204	4,88	5,54	3,18	2,12	1,49	0,94	2,11	99,70	0,40	1800	45	460	3,18	16,72					7	31	39	134	24		177	
габбро	2370-2	47,69	2,93	13,23	9,74	5,80	0,208	4,56	4,52	4,15	2,47	1,51	0,87	3,00	99,84	0,37	1860	56	330	3,18	28,33					3	8	39	185	16		169	
монц.	1497-1	53,48	2,28	14,12	6,11	5,94	0,140	3,45	5,51	3,73	2,17	1,15	0,86	1,56	99,66	0,37	1411	33,8	506	3,8	14,4	14	186	45	6	10	8	20	129	24	14	112	
монц.	1497-10	53,34	2,18	13,13	3,86	8,62	0,154	2,77	5,93	3,55	2,53	0,73	1,06	2,87	99,70	0,42	1716	48,46	451	2,83	19,04	22	230	52	1,1	38	8	29	105	16	10	193	
монц.	1497-11	54,23	1,98	13,84	2,07	8,22	0,126	3,08	5,80	4,00	2,72		1,02	2,78	99,68	0,40	1629	48,46	432	1,9	16,26	22	253	53		6	10	8	83	86	16	18	177
монц.	2370-3	63,34	0,76	4,77	14,07	1,01	0,219	1,58	5,20	1,21	1,67	0,29	0,24	5,53	99,96	0,58	480	147,2	110	4,7	32,05					260	31	16	146	8		56	

Окончание табл. 13

		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Сумма	K <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	Ba	Rb	Sr	Cs	Li	Nb	Zr	Y	Th	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn
Емельяновы острова																																
габбро	1494-1	50,08	1,51	14,89	6,83	6,81	0,150	3,90	7,25	3,16	1,95	1,67	1,01	1,79	100,01	0,38	1391	35	447	3,18	12,08	16	182	45	6	38	8	34	162	16	13	161
габбро	1494-2	50,41	2,45	14,61	5,19	7,70	0,115	3,70	6,87	3,58	1,84	1,62	1,11	1,59	99,70	0,34	1367	34	513	5,3	15,33	12	173	50	6	10	8	26	164	24	12	137
монц.	2320-3	54,40	1,66	13,87	4,96	6,90	0,177	2,57	4,93	3,76	2,62	0,78	1,36	1,84	99,87	0,41	2600	56	350	*	12,08					21	16	24	56	16		177
монц.	2088-3	61,19	1,10	14,10	3,33	5,60	0,148	2,20	1,60	3,68	4,64	0,33		1,94	99,91	0,56	2100	80	220	6,06	16,26					14	16	16	62	8		177
монц.	2095-1	58,87	1,33	14,03	4,33	5,31	0,144	2,21	3,94	3,94	3,29	0,53		1,85	99,82	0,46	1700	60	340	5,7	19,97					14	24	16	56	8		177
монц.	2088-2	61,08	1,30	14,27	4,67	4,45	0,024	1,84	2,94	4,14	3,61	0,38	0,00	0,93	99,68	0,47	2700	65	260	5,7	12,08					14	16	16	22	8		161
монц.	2089-2	61,57	1,02	14,18	3,70	5,24	0,148	2,02	1,53	4,12	4,16	0,32		1,55	99,61	0,50	3000	68	370	5,7	14,86					14	24	16	34	8		169
монц.	2095-2	60,88	1,15	14,27	3,77	5,10	0,144	2,38	1,60	3,99	4,13	0,36		1,81	99,63	0,51	2600	73	350	5,7	18,12					7	24	16	17	8		169
монц.	2098-1	62,02	1,03	14,20	3,53	4,74	0,143	1,96	1,30	3,50	5,21	0,27		1,62	99,57	0,60		90		5,7	16,72					14	24	16	34	8		169
монц.	1490-2	54,54	1,40	14,54	4,06	7,43	0,128	4,75	3,44	4,12	2,82	0,76	1,44	2,15	100,17	0,41	1527	50	418	1,9	24,15	22	323	60	6	57	8	21	45	16	20	209
монц.	1492-1	56,08	1,75	14,10	4,26	6,25	0,141	2,20	4,58	4,07	2,85	0,68	1,07	1,62	99,67	0,41	*	41	*	3,8	13,01	*	*	*	*	*	*	*	*	8	137	
монц.	1493-1	53,13	2,31	14,25	4,49	7,87	0,160	3,52	5,70	3,61	2,73	1,32	3,25	0,87	99,98	0,43	1495	44,8	381	1,9	15	19	211	53	6	27	8	28	82	16	17	177
Восточный берег о. Валаам																																
габбро	2322-6	51,86	2,18	13,80	8,63	3,59	0,123	4,30	3,58	3,43	2,95	0,90	1,63	2,55	99,58	0,46	2900	61	390	*	15,33					82	16	24	67	8		137
монц.	2100-2	57,70	1,73	14,00	3,46	6,64	0,195	2,37	3,60	3,73	3,50	0,60	0,78	1,52	99,87	0,48	2300	62,17	340	7,5	19,97	*	*	*	*	12	16	16	40	16		161
монц.	2306-1	59,36	1,39	13,40	3,61	6,39	0,017	2,28	2,75	3,81	3,76	0,44		2,01	99,58	0,50	2800	64	270	4,24	19,04				27	24	39	6	8		193	
монц.	2307-2	60,10	1,33	13,71	3,40	5,73	0,172	1,98	3,61	4,10	3,48	0,44		1,53	99,94	0,46	3000	59	290	4,24	15,33				7	8	16	6	8		169	
монц.	2309-2	58,73	1,43	13,56	3,92	6,10	0,177	2,38	3,90	3,94	3,40	0,53		1,58	100,00	0,46	3000	57	340	4,24	19,04				14	24	16	6	8		177	
монц.	2321-1	55,90	1,61	13,64	5,14	5,82	0,166	2,32	4,15	3,87	3,00	0,64	0,17	1,87	99,83	0,44	3300	62,18	350	*	14,4				21	16	16	50	8		169	
монц.	2322-1	53,48	1,97	12,88	8,73	4,60	0,179	3,75	2,43	2,90	3,37	0,90	1,18	3,13	99,54	0,54	2500	64	250	*	18,58				14	24	24	73	8		112	
монц.	2322-2	54,46	2,19	13,27	3,92	7,47	0,180	3,39	3,79	3,01	4,20	0,89	0,98	2,09	99,98	0,58	2700	71	260	*	13,47				7	16	31	67	16		96	
монц.	2322-3	61,26	0,98	13,78	6,64	2,08	0,088	2,26	1,43	3,40	4,75	0,28	0,84	1,84	99,67	0,58	3700	92	260	*	15,33				62	16	16	11	8		104	
монц.	2322-5	54,38	2,23	13,50	4,21	6,47	0,172	3,76	4,15	3,33	3,25	0,90	1,25	2,07	99,72	0,49	3100	62	330	*	13,94				14	16	24	78	16		121	
монц.	2323-1	58,08	1,33	13,56	5,21	5,39	0,127	2,14	2,86	3,63	4,01	0,43	1,14	1,60	99,54	0,52	3200	78,63	340	*	15,33	*	*	*	*	21	8	16	22	8		161

Т а б л и ц а 14. Химический состав главных типов моннионитов – кварцевых сиенитов Валаамского силла (окислы мас.%, элементы г/г)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	n.n.n.	Cymma	K <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	Ba	Rb	Sr	Cs	Li	Nb	Zr	Y	Th	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	
1488-1	57,37	1,57	14,29	3,30	7,23	0,150	2,84	2,51	4,32	3,27	0,75	0,72	2,06	99,68	0,43	100	52,12	100	1,9	39,02	*	*	*	*	*	*	*	*	*	8	169
1488-2	63,68	0,78	13,31	3,48	4,06	0,106	2,16	2,28	4,77	3,81	0,23	1,00	1,50	100,18	0,44	1328	78,64	213	0,9	22,76	32	445	51	6	46	8	9	20	16	34	129
1488-3	56,36	1,75	13,50	4,03	7,04	0,140	2,63	3,52	4,49	3,47	0,77	0,43	2,03	100,19	0,44	1878	73,15	328	1,9	48,31	28	292	48	6	51	8	25	62	8	19	*
1488-4	59,33	1,30	13,41	3,24	6,16	0,108	2,67	2,96	4,97	3,30	0,40	0,86	1,69	99,58	0,40	1938	60,35	265	1,9	35,3	28	305	50	6	68	8	2	36	16	15	169
1488-5	56,31	1,73	13,43	5,12	6,67	0,149	3,10	3,32	4,39	3,20	0,73	1,04	1,50	99,68	0,42	1461	54,86	326	4,7	28,8	24	261	46	6	18	8	18	48	8	12	50
1488-6	57,41	1,57	13,23	5,62	5,64	0,139	2,84	2,96	4,26	3,34	0,66	0,68	1,87	99,75	0,44	1644	53,95	322	4,7	23,69	24	275	47	6	10	8	18	53	16	22	193
1488-7	56,62	1,57	14,17	3,63	7,04	0,142	3,12	2,37	4,25	3,30	0,80	0,50	2,06	99,59	0,44		64		1,9	25,08				*	*	*	*	*	16	177	
1488-8	60,25	1,09	14,07	4,95	4,85	0,064	1,73	2,55	4,98	3,53	0,33	0,76	1,50	99,90	0,41	2023	50,29	304	1,9	19,97	28	324	52	6	56	8	13	17	16	18	185
1488-9	57,62	1,66	13,87	3,51	6,47	0,137	1,41	4,77	4,31	3,45	0,65	0,45	1,83	100,18	0,44	1781	59,44	336	4,7	20,9	33	214	51	6	44	8	19	58	16	13	217
1488-10	55,20	2,12	13,20	4,38	7,39	0,122	2,87	5,14	3,98	2,55	0,97	0,76	1,69	99,63	0,39	2079	52,12	344	5,7	27,87	19	252	54	6	45	8	21	99	16	17	177
1488-11	55,93	1,56	13,56	4,31	7,10	0,118	2,67	4,43	4,30	2,86	0,85	0,83	1,81	99,52	0,40	1691	57,6	251	4,7	27,87	22	268	43	6	23	8	16	59	16	15	169
1488-12	56,59	1,72	13,08	4,42	6,60	0,136	3,12	2,87	4,69	3,11	0,80	0,50	1,59	99,58	0,40	*	53,95	*	1,9	20,9	*	*	*	*	*	*	*	*	*	8	153
1488-13	56,95	1,72	13,64	3,97	6,79	0,139	2,46	3,54	4,61	3,55	0,70	0,63	1,90	100,00	0,44	1679	81,38	315	1,9	22,3	28	284	51	1	27	8	22	69	8	19	153
1488-14	56,84	1,81	14,23	4,51	6,51	0,149	2,58	3,08	4,19	3,03	0,90	0,72	1,75	99,60	0,42	*	62,18	*	1,9	21,83	*	*	*	*	*	*	*	*	*	8	193
1488-15	54,88	1,88	14,25	6,10	6,12	0,178	2,27	5,19	4,09	3,02	0,96	1,51	1,33	100,28	0,42	1985	48,46	402	1,9	17,65	23	261	59	6	56	8	26	62	16	18	16
1488-16	56,17	1,89	13,60	6,04	5,66	0,149	2,33	4,53	3,86	2,79	0,85	1,04	1,56	99,67	0,42	1868	40,23	378	4,7	18,12	22	273	52	6	10	8	19	58	16	19	169
1488-19	55,60	2,03	12,91	4,03	7,45	0,190	3,16	3,97	4,08	2,95	0,89	0,73	2,26	99,57	0,42	1900	47	290	4,7	23,69					7	47	39	67	8	281	
1488-20	55,54	1,87	13,99	3,42	7,84	0,205	3,08	4,12	3,97	2,61	0,89	1,00	2,08	99,67	0,40	2400	44	320	*	22,76					14	16	24	62	16	177	
1488-21	53,90	2,22	13,72	3,63	7,54	0,243	3,79	4,43	3,36	2,48	1,01	0,06	3,29	99,73	0,42	2100	48	320	*	19,04					7	16	24	90	16	193	
1488-28A	56,06	1,91	13,55	4,84	6,47	0,235	2,75	3,69	4,11	3,32	0,86	0,79	2,04	99,89	0,45				2,12	28,80											
1488-28c	59,60	1,26	14,40	3,72	5,35	0,142	2,86	2,27	4,04	4,02	0,44	0,79	1,80	99,96	0,50				2,12	15,79											
1488-31A	56,38	1,96	13,81	5,93	5,38	0,213	2,73	4,40	3,81	2,94	0,87	1,11	1,43	99,90	0,44				4,24	20,90											
2319-1	60,76	1,13	13,95	3,54	5,24	0,132	2,14	2,00	3,86	4,06	0,34	0,87	1,86	99,88	0,51	2800	82	330	4,24	20,44						10	20		10	200	
2328-1	58,08	1,33	13,56	5,21	5,39	0,127	2,14	2,86	3,63	4,01	0,43	1,14	1,60	99,51	0,52		79		4,24	22,76											
301-1	57,51	1,56	14,09	3,29	7,41	0,151	3,05	2,26	3,99	3,38	0,55	1,06	2,68	100,98	0,46				2,12	17,65											
301-3	58,02	1,41	14,00	4,44	5,17	0,114	1,70	4,00	4,19	3,50	0,51	0,90	1,71	99,66	0,46	2210	52	385	5,30	19,51	25	313	55	6	10	8	14	33	18		
301-4	58,15	1,34	12,17	3,71	6,29	0,128	3,85	3,39	4,00	3,30	0,40	1,34	2,79	100,86	0,45	1539	53	316	*	*	26	284	48	6	17	8	21	76	13		
301-6	56,40	1,61	13,15	3,70	7,47	0,149	3,73	3,22	3,52	3,25		0,16	3,53	99,89	0,48	1577	46	304	*	*	25	295	51	7	10	8	19	58	11		
301-7	60,07	1,18	14,20	4,06	4,44	0,096	1,60	3,08	4,21	4,00	0,41	0,10	2,17	99,62	0,49	2344	65	362	6,36	19,51	26	328	48	6	62	8	12	30	17		
301-8	56,59	1,79	12,78	7,61	5,39	0,157	3,12	2,23	4,25	3,20	0,82	0,70	1,78	100,42	0,43	1678	48	473	4,24	14,86	23	273	50	6	10	8	27	103	16		
301-9	55,58	1,64	14,34	6,02	6,24	0,145	2,05	4,58	4,09	3,25		1,18	1,51	100,63	0,44	1947	50	367	4,24	18,12	24	284	51	6	17	8	23	71	17		
303-5	53,04	2,06	13,43	5,19	6,77	0,157	3,33	6,36	3,74	2,50	1,04	1,14	2,03	100,79	0,40	1628	40	504	6,36	12,08	21	219	48	8	52	8	22	112	17		
304-2	58,96	1,35	14,49	3,17	5,52	0,127	1,73	2,97	3,69	4,81	0,45	1,06	2,45	100,78	0,57				6,36	14,86											
304-6	58,70	1,58	13,39	3,63	5,82	0,142	2,14	2,87	3,64	3,90	0,58	0,70	2,43	99,52	0,52	2080	51	363	6,36	18,12	26	292	52	6	40	8	8	15	58	18	
303-10	56,08	1,86	10,68	3,50	6,27	0,253	3,72	5,92	3,50	2,22	0,93	0,80	4,79	100,52	0,39	-	41	-	2,00	68,00											
1495-1	54,30	2,02	13,93	4,50	7,11	0,172	2,50	5,42	3,54	2,67	0,91	0,83	1,66	99,56	0,43				*	14,40											
1496-4	54,60	1,96	14,50	4,10	7,11	0,136	3,30	3,87	3,70	2,50	0,88	0,89	2,00	99,55	0,40				*	12,08											
1498-1	54,44	1,73	14,28	3,11	8,56	0,143	3,49	3,43	4,04	2,66	0,97	0,96	2,83	100,64	0,40		37	29	*	13,94											
1552-3	54,10	2,10	14,01	5,34	7,02	0,155	2,65	5,25	3,54	2,59	0,99	1,07	1,93	100,75	0,42				*	15,33											
1552-6	53,55	2,14	13,84	4,80	7,50	0,185	2,75	5,24	3,93	2,69	1,04	1,13	2,02	100,82	0,41				*	15,33											
1625-6	59,40	1,30	13,46	2,33	6,68	0,125	2,97	2,28	4,46	3,12	0,37	0,09	3,19	99,78	0,41		53	29	*	15,79											
1495-2	55,70	1,90	14,42	5,14	5,87	0,129	3,27	5,12	3,22	2,22	0,79	0,86	1,83	100,47	0,41	1665	48	504	2,12	19,04	26	254	50	6	55	2	19	73	17		

Литинские

Окончание табл. 14

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Cymta	K <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	Ba	Rb	Sr	Cs	Li	Nb	Zr	Y	Th	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	
2315-1	60,37	1,22	13,99	3,37	5,64	0,146	1,91	2,95	4,41	3,55	0,44	0,85	1,56	100,41	0,45	2700	37	330	5,30	27,87						20	20			10		200
2333-2	60,06	1,15	14,50	2,67	4,74	0,100	1,85	2,81	4,23	3,94	0,00	0,08	3,43	99,56	0,48	2400	76	350	5,30	32,05						20	20			10		200
2333-3	59,78	1,20	13,93	3,25	5,32	0,109	1,44	2,81	4,06	4,32	0,03	0,08	2,87	99,20	0,52	2900	80	330	2,12	13,47						20	20			10		210
2421-1	60,76	1,20	13,80	3,24	5,51	0,150	2,02	2,92	4,24	3,51	0,35	0,87	2,04	100,61	0,45				2,12	17,19												
2422-1	59,84	1,36	14,25	3,52	5,65	0,151	1,89	2,79	4,29	3,64	0,41	0,91	2,06	100,76	0,46				2,12	18,58												
2426-1	61,76	1,16	14,58	3,44	4,81	0,127	1,57	2,05	5,11	3,34	0,29	0,89	1,50	100,63	0,40				2,12	15,79												
1488-17	58,05	1,37	14,22	4,41	5,96	0,086	2,56	2,98	4,29	3,32	0,74	1,20	1,75	99,75	0,44	1748	45	264	5,30	28,80	25	277	49	13	58	8	20	10			18	
1488-18	59,50	1,32	14,35	3,65	5,74	0,143	3,06	2,13	3,98	3,60	0,48	0,71	1,98	99,98	0,47	2000	65	300	3,18	17,65												
1488-26	64,04	0,84	14,02	2,32	3,59	0,134	1,62	2,11	4,27	4,54	0,27	0,41	1,82	100,03	0,52	2800	86	200	2,12	48,31												
1488-28	59,60	1,26	14,40	3,72	5,35	0,142	2,86	2,27	4,04	4,04	0,44	0,79	1,80	99,96	0,50		80		5,30	23,23												
1488-32	65,62	0,69	13,42	3,77	2,73	0,107	1,42	2,12	4,44	3,56	0,23	0,13	1,75	100,02	0,45	1900	68	130	4,24	21,83												
2088-3	61,19	1,10	14,10	3,33	5,60	0,148	2,20	1,60	3,68	4,64	0,33		1,94	99,91	0,56	2100	80	220	2,12	24,15												
2088-2	61,08	1,30	14,27	4,67	4,45	0,024	1,84	2,94	4,14	3,61	0,38	0,00	0,93	99,68	0,47	2700	65	260	5,30	23,69												
2095-1	58,87	1,33	14,03	4,33	5,31	0,144	2,21	3,94	3,94	3,29	0,53		1,85	99,82	0,46	1700	60	340	4,24	23,23												
2089-2	61,57	1,02	14,18	3,70	5,24	0,148	2,02	1,53	4,12	4,16	0,32		1,55	99,61	0,50	3000	68	370	1,06	22,76												
2095-2	60,88	1,15	14,27	3,77	5,10	0,144	2,38	1,60	3,99	4,13	0,36		1,81	99,63	0,51	1600	73	350	*	22,76												
2320-1	59,46	1,14	14,20	3,91	5,46	0,138	2,39	1,57	3,89	3,98	0,34	0,19	3,08	99,79	0,51	3000	75	270	3,18	13,94						10	20		9			220
2320-2	60,38	1,06	13,47	5,29	3,30	0,146	1,97	1,79	3,56	5,12	0,29	0,99	2,46	99,87	0,59	3400	138	270	3,18	16,72						20	20		10			170
2322-1	53,48	1,97	12,88	8,73	4,60	0,179	3,75	2,43	2,90	3,37	0,90	1,18	3,13	99,54	0,54	2500	64	250	*	*						30	30		10			140
2322-2	54,46	2,19	13,27	3,92	7,47	0,180	3,39	3,79	3,01	4,20	0,89	0,98	2,09	99,98	0,58	2700	71	260	2,12	39,02						20	40		20			120
2322-3	61,26	0,98	13,78	6,64	2,08	0,088	2,26	1,43	3,40	4,75	0,28	0,84	1,84	99,67	0,58	3700	92	260	6,36	27,87						20	20		10			130
2321-1	55,90	1,61	13,64	5,14	5,82	0,166	2,32	4,15	3,87	3,00	0,64	0,17	1,87	99,83	0,44	3300	62	350	2,12	19,97						20	20		10			210
2318-1	57,64	1,57	13,90	3,77	6,95	0,207	3,10	3,02	3,99	3,10	0,66	0,94	1,43	99,60	0,44	2100	55	280	2,12	20,90						30	30		10			210
2306-1	59,36	1,39	13,40	3,61	6,39	0,017	2,28	2,75	3,81	3,76	0,44	1,07	2,01	99,58	0,50	2800	64	270	2,12	22,30						30	50		10			240
2307-2	60,10	1,33	13,71	3,40	5,73	0,172	1,98	3,61	4,10	3,48	0,44	1,15	1,53	99,94	0,46	2900	59	300	2,12	21,83						10	20		10			210
2309-2	58,73	1,43	13,56	3,92	6,10	0,177	2,38	3,90	3,94	3,40	0,53	1,18	1,58	100,00	0,46	2900	57	340	2,12	17,65						30	20		10			220
1484-1	64,65	0,79	14,03	3,20	3,49	0,079	1,42	0,99	3,79	5,86		0,94	1,25	99,58	0,61		76	260	4,24	19,04												
1484-2	62,08	0,96	14,24	4,62	3,85	0,083	0,93	2,86	4,32	3,99	0,28	1,10	1,31	99,52	0,48	2232	63	280	4,24	15,33	28	410	51	6	36	8	11	22			21	

Метельчатые

Изменение химического состава пород при монцонитизации в пределах купольных структур Хейнясенмаа-Кургри, о. Мюкериккю, восточного берега о. Валаам, островов Зосима-Савватия и Емельяновых островов (табл. 13) такое же, как на о. Палинсаари. Сопоставляя содержание редких элементов в габбро-долеритах и монцонитах, необходимо отметить, что с монцонитизацией увеличивается содержание Ba и Rb, что связано с увеличением содержания калия. Однако эта закономерность проявлена нечетко, по-видимому, из-за непостоянства калиевого монцонитов. Более четко проявлено увеличение концентрации Zr, Nb, Y.

Пластовые тела кварцевых монцонитов с метельчатой структурой или без нее, встречающиеся в составе купольных структур, обычно наблюдаются в их центральной части. Они имеют состав кварцевых монцонитов и, следовательно, формируются в зрелую стадию монцонитизации. К ним относятся: 1) камерно-инъекционное тело кварцевых монцонитов восточного берега о. Валаам мыс Мюллулахти (2322-3, табл. 13), 2) пластовое тело кварцевых монцонитов Лещевой бухты о. Валаам (2333-2, табл. 14) и 3) пластовое тело метельчатых монцонитов о. Хейнясенмаа (2381-1, табл. 14). Эти пластовые тела имеют сопоставимый химический состав с содержанием  $\text{SiO}_2$  60,06–61,26% и  $\text{K}_2\text{O}$  — 4,32–4,75%. В них сохраняются реликтовые зерна пироксена и плагиоклаза (табл. 10, 11), но в основном порообразующие минералы представлены минералами зрелой стадии монцонитизации (табл. 10, 11). Широко проявлены гидротермальные процессы. Высокожелезистый пижонит обычен в метельчатых монцонитах о. Валаам (2322-3 и 2333-2, табл. 10), а среди метельчатых монцонитов о. Хейнясенмаа (2381) пироксен отсутствует. Темноцветный силикат здесь представлен амфиболом жедритового состава. В свою очередь в пластовом теле кварцевых монцонитов бухты Лещевой 2333-2 отсутствует амфибол, а пироксен интенсивно замещается низкотемпературным зеленым селадонитом.

Первичный плагиоклаз среднего состава, характерный для габбро-долеритов, в пластовых телах кварцевых монцонитов встречается лишь в виде единичных реликтовых зерен. Плагиоклаз пластовых тел представлен преимущественно альбитом, ассоциирующим с калиевым полевым шпатом и кварцем. Калинатриевый полевой шпат, свойственный высокотемпературной стадии монцонитизации, встречается лишь в пластовом теле бухты Лещева (2333-2), где сохранились реликтовые зерна порообразующих минералов габбро-долеритов.

Ярким проявлением низкотемпературной стадии, кроме широкого развития альбита, калишпата и кварца, является преобразование титаномагнетита, вместо которого кристаллизуются магнетит и ильменит с более низким содержанием  $\text{TiO}_2$ . Ильменит на ранней стадии монцонитизации имеет примерно равное содержание  $\text{TiO}_2$  и FeO. В дальнейшем, как установлено с помощью микронзондового анализа, распределение титана в нем становится неравномерным и местами содержание его существенно преобладает над содержанием железа (табл. 12, 2322-3). Появляются рутил, пирит, сфен, низкотитанистый магнетит. Последний выполняет микротрещины в зернах ильменита. Содержание  $\text{TiO}_2$  в нем составляет первые проценты. В метельчатом монцоните пластового тела о. Хейнясенмаа 2381-1 вместе со сфеном, низкотитанистым магнетитом и пиритом развивается также игольчатый фтористый апатит более поздней генерации, а также кальцит и сфалерит.

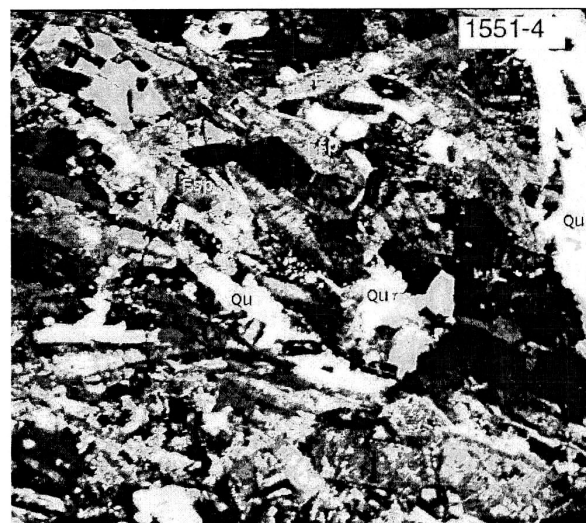
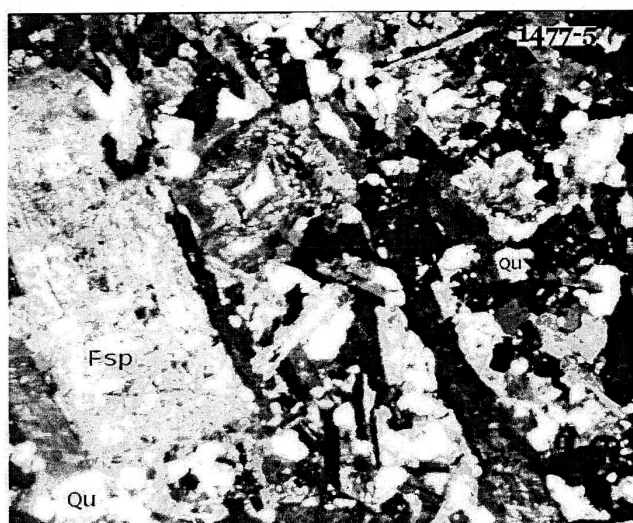
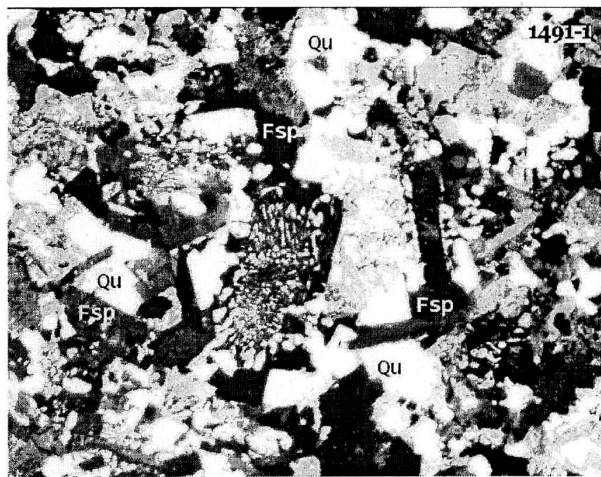
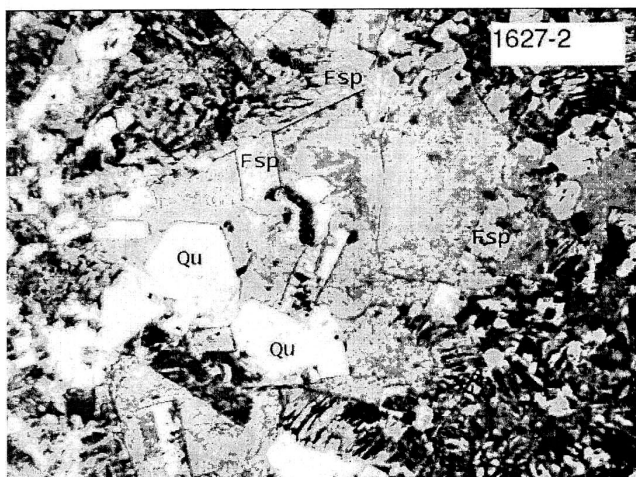
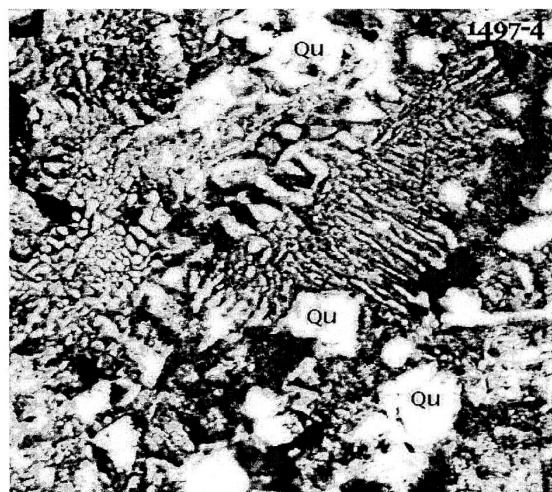
Таким образом, пластовые тела кварцевых монцонитов, приуроченные к наиболее проницаемым тектоническим структурам, завершают в региональном процессе монцонитизацию габбро-долеритов Валаамского силла.

### 6.3. ГРАНИТ-ПОРФИРЫ И ГРАНОФИРЫ ЖИЛЬНЫХ И ТРУБЧАТЫХ ТЕЛ

Граниты в составе Валаамского силла отличаются чрезвычайным разнообразием микроструктур и состава (рис. 47). Главными порообразующими минералами здесь являются кварц и калиевый полевой шпат. Кварц образует разнообразные по размеру идиоморфные зерна, либо пегматоидные сращения с калишпатом. Нередко вместе с селадонитом (1628-2, 2332-2, рис. 47) или же с карбонатом и с альбитом он выполняет миароловые пустоты. Ортоклаз на фоне кварц-альбит-калишпатовой основной массы наблюдается в виде табличчатых вкрапленников, иногда с гранофировыми каймами, а также в виде длиннопризматических кристаллов (1477-5, 1496-2, 1551-4, рис. 47), либо радиально-лучистых агрегатов.

В граните встречаются ксенолиты габбро-долерита, сохраняющие свою первичную структуру (1638-2, рис. 47), а также отдельные обломочные зерна плагиоклаза и пироксена (1639-3, 2296-3, рис. 47). Постоянно наблюдаются не вписывающиеся в структуру гранита зерна биотита, амфибола, магнетита, ильменита, сфена, селадонита. Типичные акцессорные минералы — апатит и циркон. Встречены также единичные зерна турмалина.







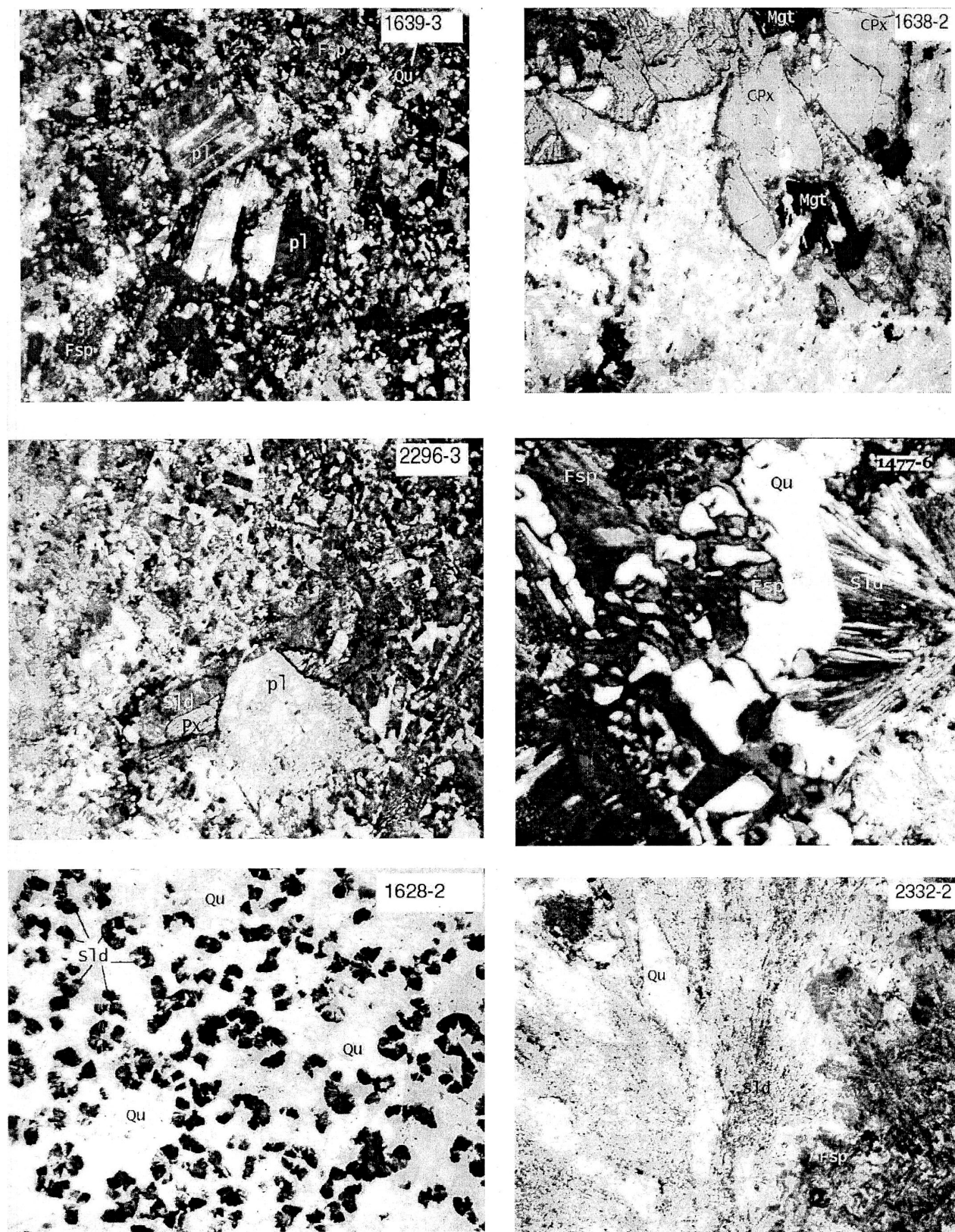


Рис. 47. Структуры гранитов жильных и трубчатых тел, включающих разнообразные ксенолиты

О генетической природе жильных гранитных тел свидетельствует характер их непосредственного контакта с габбро-долеритом и монцонитом, где отмечается повышенная концентрация миароловых пустот (особенно в верхнем контакте пологозалегающей жилы). Микрогранит и габбро-долерит различаются по размеру зернистости, но контакт их не выглядит резким. Межгранулярные пространства в габбро-долерите между плагиоклазом и клинопироксеном заполнены кварц-калишпатовым микропегматитом, а также селадонитом и кварцем (такими же, как в контактируемом жильном микрограните). Повсеместно имеются признаки межгранулярного просачивания флюидизированного гранитного расплава в габбро-долерите. На контакте гранитных жил с монцонитом четко проявлено метасоматическое воздействие гранита, выраженное в калишпатизации плагиоклаза и развитии в нем по трещинам спайности селадонита. Гранофир проникает вглубь вмещающей породы. Непосредственно на контакте присутствуют пустоты, в которых крупнотаблитчатые зерна калишпата погружены в селадонит. Интенсивность калишпатизации и селадонитизации уменьшается по удалению от контакта с гранитовыми жилами.

Микрозондовый анализ разнообразного состава минералов, содержащихся в жильных и трубчатых телах гранофиров, и сопоставление с составом соответствующих минералов в монцонитах (табл. 15, 16, 17), позволяет более полно выявить характер метасоматических преобразований при монцонитизации габбро-долеритов и оценить стадийность этого процесса. Крупные таблитчатые зерна щелочного полевого шпата в центральной части имеют калинатриевый состав (табл. 15) и в направлении к краевым частям постепенно переходят в калишпат-пертит и затем — в чисто калиевый полевой шпат, образующий пегматоидные сростания с кварцем. Калинатриевый состав встречается также на контакте с зернами клинопироксена. В калиевом полево шпате можно видеть мелкие включения зерен биотита, амфибола, циркона и землистый агрегат сфена. Состав пироксена и амфибола в гранофире сопоставим с составом этих минералов в монцонитизированных габбро-долеритах (табл. 16).

Т а б л и ц а 15. Химический состав полевых шпатов в гранофирах

				SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
Жильные гранофиры	Калинатриевый полевой шпат	2514	1	68,08	18,17			5,57	8,18	100
			2	68,36	18,16			5,44	8,04	100
		1489	1	68,5	17,69			5,48	8,33	100
			2	68,6	17,31			5,35	8,74	100
			3	68,38	18,15			4,93	8,54	100
			4	70,52	16,5			4,65	8,32	99,99
			5	67,85	18,98			5,57	7,67	100,07
		2514	1	66,7	17,51				15,79	100
			2	66,74	17,88			0,5	15,18	100,3
			3	72,64	14,05				13,3	99,99
			4	66,67	17,17			0,49	15,66	99,99
			5	65,92	18,19	0,92		1,37	13,6	100
			6	66,93	18,12			2,08	12,87	100
	Калиевый полевой шпат	1489	1	67,31	17,56			0,68	14,46	100,01
			2	72,16	15,46			1,66	10,72	100
			3	67,06	17,54			0,94	14,46	100
			4	73,11	14			1,01	11,88	100
			5	66,46	17,36			0,97	15,22	100,01
			6	66,38	18,25				14,15	98,78
			7	68,54	16,55			0,55	14,35	99,99
		1489	1	58,58	26,15		9,17	5,49	0,61	100
			2	71,78	16,98		0,7	10,14	0,4	100
			3	70,32	18,37			11,31		100
Гранофиры трубчатых тел	Калиевый полевой шпат	2479-1	1	66,64	17,63				15,73	100
		2479-2	1	66,39	17,59				16,01	99,99
			2	66,37	17,76				15,88	100,01
	Плагиоклаз	2479-1	1	69,13	19,21		0,9	10,77		100,01
		2479-2	1	68,39	18,81			11,2	1,29	99,69

Здесь четко выделяются две генерации пироксена. Ранний клинопироксен авгитового состава присутствует в ксенолитах габбро-долерита. Зерна его нередко трещиноваты и замещаются амфиболом (жедритом), который в свою очередь замещается биотитом. Более поздняя генерация пироксена — пижонит образует каймы вокруг крупных зерен кварца в ассоциации с длиннопризматическим ильменитом и апатитом. Ильменит иногда наблюдается в пегматоидном сростании с биотитом, жедритом, кварцем и калишпатов. Титаномagnetит, типичный для габбро-долеритов (табл. 7), в гранитных жилах отсутствует. Вместо него кристаллизуются ильменит и низкотитанистый magnetит (табл. 17). Землистый агрегат сфена является вновь образованным за счет разложения клинопироксена и титаномagnetита. Местами наблюдаются бесструктурные пятнистые соотношения кварца, калишпата и жедрита. Жедрит по всей площади «разъедается» кварц-

калишпатовым агрегатом и содержит единичные мелкие неправильной формы зерна сфалерита. Плагиоклаз долеритовых ксенолитов в граните (соответствующий андезину) иногда постепенно переходит в анортоклаз (табл. 15), что соответствует высокотемпературной стадии калишпатизации.

Т а б л и ц а 16. Химический состав пироксена, амфибола, биотита в гранофирах

				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg/Mg+Fe
Жильные гранофиры	Пироксен	1554-2	1	49,32	0,57	4,58	24,92	0,47	7,81	9,41	1,99	0,94	100,01	0,24
			2	51,97	0,5	3,49	22,1		9,25	9,44	2,3	0,96	100,01	0,30
			3	50,74		5,51	23,12		9,33	9,88		1,42	100	0,29
		2514	1	55,48		3,29	20,65	0,71	8,53	8,57	2,01	0,7	99,94	0,29
			1											
			2	54,79			15,79		11,17	18,2			99,99	0,41
		1489	3	58,14			14,38		15,41	10,3	1,38	0,41	100	0,52
			4	50,36		3,53	28,79		4,31	10,3	1,22	0,65	99,14	0,13
			5	53,93	0,83	1,18	12,45	0,34	13,01	18,3			100	0,51
	Амфибол	2514	1	29,65	1,04	6,06	52,47		8,82	1,96			100	0,14
			2	39,07		10,5	38,58		10,69	1,16			100	0,22
			3	41,15		11,91	33,63		12,61	0,7			100	0,27
		1554-2	1	37,77		14	32,39		15,54			0,29	99,99	0,32
			2	36,63		13,75	33,63		15,99				100	0,32
			3	38,28		14,87	30		16,85				100	0,36
			4	38,52	0,74	12,37	31,52	0,58	14,36	0,54		1,37	100	0,31
		1489	1	36,42		13,24	38,33		11,12	0,51		0,37	99,99	0,22
			2	48,97		10,35	26,96		13,73				100,01	0,34
			3	37		13,09	39,55		10,37				100,01	0,21
			4	41,34		13,03	28,69		16,94				100	0,37
			5	38,62		11,69	34,02		15,67				100	0,32
	Биотит	1554-2	1	41,03		11,43	10,63		21,13		1,05	8,47	93,74	0,67
			2	41,77	0,48	9,73	12,96		17,49			9,46	91,89	0,57
			3	43,46	2,72	10,69	18,02		14,77			10,35	100,01	0,45
			4	44,45	2,61	10,28	19,41		13,13			9,68	99,56	0,40
		1489	1	38,9	2,59	12,16	31,79	0,7	5,49			7,66	99,29	0,15
			2	44,1	1,88	9,9	20,32		13,26		0,81	9,39	99,66	0,39
			3	40,21	1,69	10,65	30,3		6,49			9,33	98,67	0,18
			4	40,21	1,69	10,65	30,3		6,49			9,33	98,67	0,18
Гранофир из трубчатых тел	Пироксен	2479-1	1	50,38	1,26	4,04	20,03	0,39	10,8	9,82	2,01	0,99	99,72	0,35
			1	42,88	4,1	11,6	16,33		14,87		0,84	9,37	99,99	0,48
	Биотит	2479-2	2	42,67	4,07	11,25	18,53		13,83			9,66	100,01	0,43
			1	42,7	4,9	11,47	18,59		14,33			9,43	101,42	0,44

Т а б л и ц а 17. Химический состав ильменита, магнетита в гранофирах

				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма
Жильные гранофиры	Ильменит	1489	1		52,55		47,45				100
			2	3,54	49,09		42,63	2,18		2,56	100
			3		51,64		48,36				100
			4		52,62		47,38				100
			5		51,28		47,64	1,07			99,99
		1554-2	1		52,4		46,84	0,76			100
			2		52,23		46,67	1,1			100
			3		51,3		47,72	0,97			99,99
			4		52,67		46,07	1,26			100
	Магнетит	2514	1	2,81	1,75		95,44				100
			2	8,87		1,95	86,14		3,04		100
Гранофиры из трубчатых тел	Ильменит	2479-1	1		51		47,65	1,35			100
		2479-2	1		51,05		47,31	0,87	0,76		99,99
			2	1,14	50,98		46,45	0,63	0,8		100

Минералогический состав гранитов в трубчатых телах отличается повышенной флюидонасыщенностью и широкое развитие низкотемпературных минеральных ассоциаций. Самыми распространенными минералами являются кварц, калишпат и альбит. Калишпат обычно пелитизирован, замещается альбитом. Широко развит поздний селадонит зеленого цвета, нередко в ассоциации с карбонатом и с низкотитанистым магнетитом. Много позднего игольчатого апатита. В центральных частях некоторых зональных столбчатых тел присутствуют крупные кристаллы селадонита и пектолита. Именно в трубчатых телах имеются единичные зерна барита, сфалерита, галенита, турмалина. В жильных и в трубчатых гранитах много циркона.

Химический состав жильных и трубчатых гранитов в целом сопоставим (табл. 18, 19). Преобладают субщелочные высококальциевые граниты. Нельзя не отметить непостоянство в соотношении щелочей.

Т а б л и ц а 18. Химический состав жильных гранофиоров (окислы, мас. %, элементы г\т)

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O п.п.п.	Сумма	K <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O	Cs <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	Th	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	
2322-4	74,86	0,23	11,90	1,88	0,50	0,023	0,30	0,29	1,64	7,86	0,04	0,06	0,36	100,00	0,83	0,02	0,0190	2100	45					178	16		22	24		40	
2322-8	74,04	0,29	11,60	1,89	0,86	0,038	0,65	0,43	1,80	7,29	0,06	0,24	0,60	99,81	0,80	0,02	0,0025	3300	340					7	8	8	11		24		
2306-3	74,22	0,26	11,88	1,61	0,93	0,048	0,31	0,28	2,84	6,72	0,04	0,15	0,23	99,71	0,70	0,01	0,0002	0,0018	1400	45				75	39	8	6	8	64		
2307-1	72,99	0,31	12,90	0,92	1,00	0,042	0,31	0,42	3,24	6,98	0,11	0,10	0,57	99,90	0,68	0,01	0,0002	0,0030	810	45					7	8	8	6	8	80	
2308-1	75,52	0,22	11,64	2,08	0,14	0,020	0,15	0,21	3,21	5,93	0,08	0,07	0,16	99,55	0,65	0,01	0,0002	0,0031	880	90				55	8	16	6	8		48	
17-2	74,21	0,18	11,59	1,40	1,30	0,044	1,66	0,28	4,07	3,90	0,07	0,61	0,99	99,72	0,49	0,01	0,0001	0,0030	260	52	30	911	52	10	48	39	16	11	16	19	24
301-2	74,64	0,22	9,74	2,97	0,57	0,020	0,30	0,56	3,78	6,45	0,08	0,15	0,28	99,80	0,63	0,01	0,0001	0,0030	946	53		756	39		11	8	2	18	8	17	249
302-2	74,92	0,12	9,90	1,40	0,72	0,025	0,65	1,75	1,63	7,33	0,05	0,24	1,16	99,92	0,82	0,02	0,0001	0,0026	1150	29	40	912	62	18	25	4	1	5	8	16	40
1477-5	69,90	0,21	12,66	2,02	1,07	0,024	0,87	1,41	2,18	7,61	0,57	0,68	1,05	99,62	0,78	0,02	0,0002	0,0026	849	72	33	604	38	17	127	8	6	21	8	25	161
1477-6	72,08	0,20	11,39	1,77	0,93	0,037	0,81	0,84	1,97	8,08	0,06	0,50	1,31	100,00	0,80	0,02	0,0001	0,0026	478	31	17	688	34	26	132	8	2	10	8	19	66
1477-8	76,12	0,14	10,94	1,47	0,57	0,020	0,31	0,28	1,81	7,43	0,36	0,24	0,37	100,09	0,80	0,02	0,0002	0,0025	512	26	18	603	29	10	176	8	2	15	8	21	48
1479-1	77,62	0,16	10,37	1,13	0,43	0,013	0,47	0,56	2,24	6,50	0,02	0,12	0,36	100,01	0,74	0,01	0,0002	0,0023	588	21	29	733	45	14	250	8	2	10	8	18	32
1484-1	64,65	0,79	14,03	3,20	3,49	0,079	1,42	0,99	3,79	5,86		0,94	1,25	99,58	0,61	0,01	0,0003	0,0030	2740	259	34	394	50	9	56	8	6	36	8	12	88
1485-2	75,32	0,19	12,31	0,78	0,65	0,014	0,10	0,56	4,15	5,12		0,07	0,26	99,54	0,55	0,01	0,0002	0,0024	899	42	20	533	76	14	171	8	4	10	8	28	48
1489-2	78,16	0,16	9,95	0,91	0,72	0,017	1,01	0,56	2,00	5,66		0,13	0,34	99,64	0,74	0,02	0,0002	0,0021	643	21	62	1025	53	15	114	8	2	23	8	25	40
1492-3	72,84	0,27	12,57	1,22	1,15	0,021	0,81	0,56	3,52	5,94		0,29	0,32	99,53	0,63	0,01	0,0002	0,0039	642	71	24	607	32	11				8	24	64	
1557-2	75,24	0,14	11,52	0,84	0,86	0,020	0,30	0,28	1,88	7,95	0,03	0,24	0,36	99,69	0,81	0,02	0,0003	0,0026												48	
1625-8	77,12	0,15	11,45	1,07	0,86	0,017	0,10	0,45	2,51	5,80		0,16	0,11	99,86	0,70	0,01	0,0003	0,0019	840	160				21	39	8	6	8		32	
1628-3	70,44	0,27	12,66	1,45	1,58	0,022	1,15	1,00	2,00	7,58	0,14	0,92	0,60	99,84	0,79	0,02	0,0004	0,0002	610	65	11	538	14	6		31	16		16	16	32
1628-4	71,10	0,25	12,57	1,23	1,51	0,023	0,98	0,93	1,95	8,45	0,11	0,69	0,30	100,12	0,81	0,02	0,0004	0,0002	520	74	13	728	19	16		31	16		8	16	32
1628-5	71,76	0,24	12,25	1,36	1,23	0,035	1,20	0,79	2,03	7,95	0,11	0,68	0,60	99,59	0,80	0,02	0,0002	0,0018	710	67	11	595	19	14	48	31	8	11	16	26	32
1478-1	76,36	0,16	10,11	1,20	0,72	0,026	1,00	0,56	2,00	6,95	0,03	0,27	0,63	100,05	0,78	0,02	0,0002	0,0018	429	34	24	614	31	14	218	8	2	10	8	16	177
1478-2	74,74	0,16	10,36	1,13	0,79	0,034	0,71	0,98	2,20	7,75	0,04	0,27	0,99	100,17	0,78	0,02	0,0001	0,0022	487	28	18	820	42	18	20	8	5	10	8	20	112
1481-2	76,10	0,16	11,45	1,78	0,29	0,014	0,10	0,28	2,56	6,39	0,32	0,29	0,06	99,80	0,71	0,01	0,0002	0,0037	438	30	19	500	39	12	17		2	15	8	14	24
1481-3	75,40	0,15	10,43	2,37	0,57	0,015	0,90	0,57	3,22	5,73	0,04	0,10	0,42	99,93	0,64	0,01	0,0002	0,0023	514	37	23	671	38	12	185	8	3	27	8	30	32
1483-1	77,06	0,12	10,68	2,02	0,43	0,012		0,57	2,23	6,36	0,11	0,15	0,35	100,10	0,74	0,01	0,0002	0,0047	942	15	35	808	57	13	202	8	2	10	8	21	40
1483-3	73,80	0,20	12,06	1,51	0,86	0,021	0,40	0,28	3,78	6,57	0,07	0,21	0,41	100,18	0,63	0,01	0,0001	0,0042	526	29	26	671	53	18	206	8	2	15	8	18	56
1483-4	74,62	0,20	11,73	2,04	0,86	0,016	0,20	0,42	2,98	6,44	0,02	0,10	0,30	99,95	0,68	0,02	0,0001	0,0018	760	38	34	760	49	24	17	8	3	19	8	23	56
1484-3	75,28	0,22	11,15	2,01	0,72	0,020	0,91	0,28	2,46	5,81		0,13	0,56	99,55	0,70	0,01	0,0001	0,0008	1525	53	25	664	69	17	174	7	2	10	16	27	40
1489-3	73,08	0,28	11,18	2,23	0,72	0,044	1,43	0,56	1,52	7,44		0,62	1,42		0,83	0,01	0,0002	0,0015	814	48	32	874	60	20	94	5	2	34	6	25	32
1491-1	73,78	0,28	12,06	2,18	1,01	0,054	0,20	0,56	2,01	7,83	0,07	0,79	0,13	100,19	0,80	0,02	0,0001	0,0020	1476	29	33	787	61	12	158	8	2	27	8	27	96
1492-2	71,78	0,26	11,88	1,65	1,14	0,045	0,60	0,70	2,55	7,79	0,19	0,31	1,13	100,05	0,75	0,01	0,0001	0,0045	731	54	15	562	33	19	217	8	3	19	4	20	88
1497-4	73,92	0,16	10,72	1,53	1,16	0,078	0,71	1,71	2,20	5,68	0,28	0,61	1,69	99,84	0,72	0,01	0,0002	0,0030	885	69	23	768	29	7	216	8	6	11	8	16	32
1631-1	69,62	0,40	10,38	1,58	1,61	0,076	5,25	0,73	1,52	6,87	0,02	1,69	1,88	99,69	0,82	0,01	0,0002	0,0110	380	33	12	662	15	13	21	16	16	28	6	18	24
1635-5	70,94	0,31	12,74	0,72	1,73	0,036	1,88	1,02	2,96	6,72	0,16	0,87	0,96	100,22	0,69	0,02	0,0002	0,0021	240	70	15	597	24	19	34	24	16	28	16	19	32
2331-1	74,76	0,25	12,18	0,76	1,15	0,029	0,42	0,56	2,19	6,95		0,05	0,70	100,10	0,76	0,02		0,0037	710	45				109	8	16		8	96		
2331-2	73,58	0,25	12,44	0,76	1,16	0,030	0,51	0,84	2,12	7,35		0,05	0,89	99,99	0,78	0,01		0,0028	890	45				41	31	16		8	80		
1625-9	76,50	0,16	11,70	1,14	0,64	0,027	0,20	0,33	2,81	5,93	0,13	0,13	0,28	100,00	0,68	0,01	0,0002	0,0026	730	90				27	24	16	22	8	24		
2284-1	72,74	0,31	12,05	0,82	2,01	0,028	1,34	0,43	3,15	5,52	0,19	0,46	0,52	99,61	0,64	0,01	0,0002	0,0044	300	45					198	8	8	6	8	48	
2292-3	71,64	0,29	12,83	1,34	1,72	0,036	1,64	0,43	2,88	6,10	0,08	0,47	0,85	100,32	0,68	0,02	0,0002	0,0023	610	120					34	39	16	6	8		40



Это особенно касается трубчатых гранитных тел. Отношение  $K_2O/K_2O+Na_2O$  в жильных гранитах колеблется в интервале 0,83–0,49, а в трубчатых – в интервале 0,88–0,30. Трубчатым гранитам более свойственна общая вариация химического состава (от сиенита до субщелочного лейкогранита). В составе жильных тел преобладает субщелочной лейкогранит. В трубчатых телах в значительно большем количестве присутствуют ксенолиты долерита, а также отдельных минералов (пижонита и жедрита). Примером могут служить хорошо опробованные трубчатые тела о. Хонкасаари (1626-4-7, -7а, -8; 1626-10-11-12-13, табл. 19), где в большом количестве представлены трубчатые тела серых гранофилов диаметром от 5 до 20 см. В некоторых из них встречены крупные кристаллы селадонита. Высокие содержания кальция обусловлены присутствием ксенолитов пижонита и миароловыми пустотами, содержащими карбонат.

Главная геохимическая особенность гранитов – высокая концентрация бария, что делает их сопоставимыми с гранитами рапакиви и соответствует их субщелочному составу. Для гранита также характерно высокое содержание циркона и повышенные концентрации  $Fe_2O_3$ . Непостоянство соотношения щелочей, обилие разнообразных метасоматически измененных ксенолитов и множество миароловых пустот свидетельствуют о перколяционной природе флюидонасыщенного высококалиевого расплава гранитов.

#### 6.4. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ЖИЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Гидротермальные образования широко развиты в пределах Валаамского силла на всей Валаамско-Салминской островной гряде. Независимо от положения в разрезе они наблюдаются и в монцонитах, и в гранитах, и на контакте гранитных жил с монцонитами. Но особый интерес представляют гидротермальные жилы и проработка гидротермами зон трещиноватости и милонитизации, так как они дают информацию о тектонических движениях. На архипелаге Хейнясенмаа преобладают карбонатные гидротермальные образования, наблюдающиеся в ассоциации с кварцем и селадонитом. В отдельных местах на карбонатизацию накладывается гематитизация.

Широкое проявление гидротермальных процессов обусловлено значительной флюидонасыщенностью гранитного расплава, обогащенного углеродсодержащими газами так же, как и расплав гранитов рапакиви (Sviridenko, 1994). Ярким свидетельством флюидонасыщенности гранитного расплава рапакиви являются дайки туффизитов в ассоциации с массивами гранитов рапакиви вдоль южной краевой части Фенноскандинавского щита. Флюидонасыщенность гранитного расплава Валаамского силла значительно выше. Свидетельство тому – многочисленные «газовые фонтанчики», трубчатые тела гранитов и, конечно, миароловые пустоты, заполненные гидротермальными образованиями.

Статистика гидротермальных жил на о. Байонном и на Емельяновых островах свидетельствует о приуроченности их к тектоническим зонам. На о. Байонном встречено 11 гидротермальных жил, ориентированных как в северо-западном, так и в северо-восточном направлениях. Халцедоновые жилы, вертикальные в направлении СЗ 285–310°, мощностью до 2–3 см в раздувах, с аметистом связаны с зонами милонитизации и сдвиговыми зонами. Прокварцевания сдвиговых и милонитовых зон, ориентированных на СВ 60–70°, содержат аметист, опал, сердолик, местами кальцит. Мощность их достигает 20 см. По пластовой отдельности наблюдаются кварц-карбонатные нитевидные прожилки. Встречаются также кварц-селадонитовые прожилки (обн. 2051), где селадонит образует радиально-лучистые розетки. Местами эти розетки по краям обрастают магнетитом. В зонах микротрещиноватости встречены также единичные микропрожилки, сложенные магнетитом и светло-зеленым селадонитом.

На Емельяновых островах преобладают зоны дробления и трещиноватости северо-восточного направления от 30 до 70° (с приуроченными к ним гидротермальными жилами). На о. Келисаари (обн. 2089) – обилие зон дробления с кварцем и карбонатом. Встречена карбонатная жила мощностью 7 см. В купольных структурах по пластовой отдельности наблюдаются кварц-гематитовые жилки.

Региональное изучение различно залегающих гидротермальных жил позволяет предполагать 3 эпохи гидротермального жилообразования. К наиболее ранним относятся трубчатые тела с пектолитом, селадонитом, кварцем и карбонатом. Более поздние – преимущественно кварцевые жилы с халцедоном, аметистом, хрусталем, и наиболее поздние – кальцитовые жилы в зияющих трещинах.

## ГЛАВА 7

### МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ВАЛААМСКОГО СИЛЛА. ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

#### 7.1. СУЩЕСТВУЮЩИЕ МОДЕЛИ ПЕТРОГЕНЕЗИСА ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД СИЛЛА

Прежние выводы относительно петрогенезиса изверженных пород Валаамского силла строились в основном на фактическом материале об их вещественном составе (минеральном и химическом). Геологическое строение силла и его структура не рассматривались. Начиная с первых геологических описаний о. Валаам А. А. Иностранцевым (1868), т. е. около 150 лет, все исследователи были единодушны в том, что широкая вариация состава от габбро-долерита до субщелочного высококалиевого гранита объяснена кристаллизационной дифференциацией единой исходной магмы. Лишь К. Д. Хрущов (Crustschoff, 1891) высказал предположение о смешении двух гетерогенных магм (Лебедев, 1913, с. 617). Современные исследователи (Франк-Каменецкий, 1998; Носова, 2007) основой петрогенезиса пород Валаамского силла также считают магматическую дифференциацию. Для подтверждения этой точки зрения авторами активно использовалось моделирование с привлечением экспериментальных данных. Рассматривается и проблема источника исходного магматического расплава. Д. А. Франк-Каменецкий приходит к заключению, что источником подвергшейся кристаллизационной дифференциации исходной магмы является гранатовый лерцолит, степень плавления которого составляет около 10%. К близкому заключению приходит и А. А. Носова. По ее данным распределение редкоземельных элементов в рассчитанном первичном расплаве высокотитанистых долеритов отвечает модельным 3–4% выплавкам из гранатового лерцолита. Нужно отметить также, что, по мнению А. А. Носовой, ферробазальты Приладожья близки к йотунитам, о чем свидетельствуют высокие отношения  $Al_2O_3/CaO$ , высокие концентрации Ti, P, щелочных оксидов, Zr, Sr, отчасти Nb, пониженные отношения Nb/La, низкие концентрации Cr, а также низкорadioгенный изотопный состав Nd (Носова, 2007, с. 12). Выводы о генезисе долеритов строятся на использовании весьма ограниченного фактического материала.

#### 7.2. ПРОБЛЕМА ИСХОДНОГО РАСПЛАВА ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ СИЛЛА

Палеовулканологические исследования Карелии (Светов, 1972; Голубев, Светов, 1983; Светов, 1984; Светов и др., 1990) позволили отнести протерозойский вулканизм Фенноскандинавского щита к платобазальтовому типу и выявить закономерности его эволюции. Главными факторами петрогенезиса являются: 1) флюидно-магматическое расщепление родоначальной высокомагнезиальной магмы в промежуточных магматических очагах на исходные расплавы оливинового толеита и пикритового базальта; 2) кристаллизационная дифференциация исходных жидкостей в периферических очагах.

Изверженные породы рифейского платформенного чехла, развивающегося вслед за свежескарельской стабилизацией (около 1800 млн л), относятся к трапповой толеит-базальтовой формации. Уже при формировании вепсского вулканического комплекса территория щита являлась областью континентального выветривания и пенепленизации, и лишь в его южной части существовал мелководный бассейн с накоплением красноцветных осадков. В условиях его обмеления и происходил платобазальтовый вулканизм и внедрение в эруптивной зоне силлов габбро-долеритов (Светов, 1984). Салминский вулкано-



плутонический комплекс, формировавшийся в условиях дифференцированных глыбовых движений, в краевой части щита сопоставим с предшествовавшим вепским комплексом по составу и условиям формирования. Для обоих характерно повышенное содержание железа, титана, калия и фосфора (Голубев, Светов, 1983).

Рифейские базальты обладают тенденцией к накоплению железа в ходе эволюции при практически постоянном содержании  $\text{SiO}_2$ . В полной мере железистый тренд эволюции реализуется в субвулканической фации — в силлах и расслоенных интрузиях. Базальтовые лавы салминского комплекса отличаются наиболее высокой титанистостью ( $\text{TiO}_2$  до 3,5%), щелочностью, повышенной общей железистостью и несколько пониженными содержаниями  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$ .

Габбро-долериты Валаамского силла, Хопунваарского некка и долеритовые дайки сортавалитов, комагматичные лавам, в целом близки с ними по составу и имеют повышенные концентрации  $\text{K}_2\text{O}$ . Высокая кремнекислотность этих пород при отмеченной щелочности позволила отнести их к дериватам оливин-толеитового исходного расплава, а не рассматривать производными самостоятельных субщелочных и щелочных магматических расплавов (Голубев, Светов, 1983; Светов, 1984). Субщелочные оливиновые базальты и долериты (Магматические горные породы, 1985) характеризуются более низкими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (45,60 – 49,02%) и  $\text{K}_2\text{O}$  (0,56–1,84%).

Большой фактический материал о неравномерной метасоматической монцонитизации габбро-долеритов свидетельствует о частично вторичной природе  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в их составе. Постоянно встречаемый межгранулярный кварц-калишпатовый гранофир в габбро-долеритах не вписывается в общую структуру породы и поэтому не может принадлежать к исходному составу габбро-долеритового расплава. На это же указывает непостоянство отношения  $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$  в габбро-долеритах и монцонитах (табл. 8). В габбро-долеритах оно составляет 0,34–0,46, а в монцонитах 0,41–0,60.

Специфику бимодального рифейского мантийно-корового вулcano-плутонизма южной краевой части Фенноскандинавского щита, представленного в Карелии породами бимодального габбро-рапакиви-гранитного магматизма Салминского плутона и породами Валаамского силла, помогает понять сопоставление их вещественного состава и условий формирования (Светов, Свириденко, 1995). Они близки по времени. В обеих сериях базитовый магматизм представлен продуктами кристаллизации высокожелезистого толеитового расплава, богатого Ti, P, V, а кислый коровый магматизм — продуктами кристаллизации высококальциевого флюидонасыщенного гранитного расплава. И те, и другие имеют эффузивные аналоги и представляют вулcano-плутонические комплексы. Ассоциирующие с ними монцониты, кварцевые монцониты и сиениты являются продуктами взаимодействия между габбро и высокотемпературным флюидизированным гранитным расплавом, обогащенным барием и цирконием, и не имеют вулканических эквивалентов. Такой гранитный расплав образуется при частичном плавлении хорошо прогретой нижней земной коры под воздействием базитовой магмы (Светов, Свириденко, 1995; Свириденко, 2002).

Чтобы понять соотношение основного и кислого магматизма Валаамского силла в пространстве и во времени, необходимо рассмотреть их физические и химические свойства, содержание и состав летучих компонентов. Для описания физико-химических процессов большое значение имеет вязкость магматических расплавов. Это важная физико-химическая константа, широко изменяющаяся с изменением температуры, давления и содержания летучих компонентов. Скорость течения расплава  $J$  в проницаемой среде определяется законом Дарси

$$J = \frac{K}{\eta} \frac{dP}{dX},$$

где  $K$  — проницаемость,  $\eta$  — вязкость и  $\frac{dP}{dX}$  — градиент давления. Вязкость расплава магматических

пород в соответствии с различием их химического состава изменяется в широких пределах. Вязкость оливинового толеита оценена при 20 кбар и 1400 °С и составляет 10 П (Maaloe, 1998), в то время как вязкость щелочного оливинового базальта и толеита в условиях 1400 °С 1 кбар составляет около 20 П. Кислые магматические расплавы обладают самой высокой вязкостью из всех магматических расплавов. Вязкость кислых расплавов находится в пределах  $10^5$ – $10^8$  П при 1200 °С, а при 1400 °С она равна  $10^{4,5}$ – $10^{6,5}$  П (Лебедев, Хитаров, 1979). Малая вязкость базальтовых расплавов объясняется в первую очередь небольшим содержанием кремнекислоты и наличием железа.

Сильное влияние на величину вязкости расплава оказывают летучие компоненты в их составе и, прежде всего  $\text{H}_2\text{O}$ , наиболее значимо уменьшающая вязкость алюмосиликатных расплавов. В настоящее время считается, что формирующийся в мантийных условиях при давлении более 10 кбар и температурах порядка 1400 °С базальтовый расплав содержит 1–1,5%  $\text{H}_2\text{O}$  (Соболев, 1973; Рябчиков, 2003). Перегретые «сухие» базитовые расплавы с низкой активностью  $\text{H}_2\text{O}$  содержат  $\text{CO}_2$ , повышающий энергетическую активность расплавов. По оценке И. Д. Рябчикова, исходные магмы содержат первые проценты  $\text{CO}_2$ .

Существенную роль для энергетики магматических процессов играет мантийный флюидный поток (Летников, 1999, 2001, 2005; Рябчиков, 2003). Принято считать, что источником его является граница ядра и нижней мантии. Ф. А. Летников рассчитал плотность некоторых газов в мантии в зависимости от давления и глубины (Летников, 2001). В результате получена следующая последовательность уменьшения плотности:  $N_2 > CH_4 > He > H_2$ . При этом плотность азота в условиях внешнего ядра и прилегающей мантии составляет 3,8–3,5 г/см<sup>3</sup>, а у  $H_2$  она не превышает 0,5 г/см<sup>3</sup>. Поэтому  $H_2$  обладает максимальной способностью всплытия к поверхности Земли. Цитируемый автор отмечает, что в составе восстановленного флюидного потока может присутствовать  $CO$ , близкий по своим физическим и термодинамическим свойствам к  $N_2$ . При подъеме флюидный поток эволюционирует, но главным его носителем остается  $H_2$  и сохраняется восстановленность и высокая энергетическая способность. Существование флюидных потоков в литосфере происходит в условиях разуплотнения горных пород. Если учесть, что вязкость астеносферы под Фенноскандинавским щитом составляет примерно  $7 \cdot 10^{21}$  П (Магницкий, 1965), а вязкость верхней мантии порядка  $10^{22}$  П, то можно предположить, что мантийный расплав со значительно более низкой вязкостью под действием небольших напряжений легко перемещается в промежуточный магматический очаг.

Сопоставимый химический состав основных и кислых пород Салминского массива и Валаамского силла (табл. 20) свидетельствует о сопоставимости их генезиса. Для гранитов рапакиви обосновано их происхождение в результате частичного плавления нижней коры под воздействием основной магмы (Свириденко, 1968, 2002; Emslie and Stirling, 1993; Frost C. D., Frost B. R., 1997; Ларин, 2008). Плавление происходит в высокотемпературных условиях при низких значениях  $f_{H_2O}$  и  $f_{O_2}$ . Полная сопоставимость химического состава гранитов рапакиви и жильных гранитов Валаамского силла свидетельствует о единых условиях плавления коры.

Т а б л и ц а 20. Средний химический состав главных разновидностей пород бимодального магматизма Салминского массива и Валаамского силла (Юго-Западная Карелия)

Оксиды	1(4)	2(21)	3(20)	4(48)	5(16)	6(42)	7(28)
SiO <sub>2</sub>	49,07	73,56	75,23	50,02	76,07	57,50	60,02
TiO <sub>2</sub>	3,19	0,19	0,02	2,6	0,15	1,58	1,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,28	12,52	13,7	13,73	11,21	13,66	13,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,87	0,97	0,63	5,91	1,28	4,3	4,05
FeO	11,05	1,8	0,86	7,69	0,77	6,15	5,07
MnO	0,18	0,04	0,02	0,145	0,02	0,15	0,13
MgO	3,62	0,24	0,07	3,61	0,43	2,65	2,18
CaO	7,98	0,78	0,37	6,5	0,82	3,47	2,57
Na <sub>2</sub> O	3,01	2,89	3,98	3,42	2,49	4,11	3,99
K <sub>2</sub> O	1,26	5,08	4,56	2,2	5,91	3,34	3,9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,04	0,03	1,73	0,11	0,67	0,42
F		0,14	0,64				
Li		48	275	13	14	23(40)	23(27)
Rb		310	772	43	92	53(33)	63(25)
Cs		10	11	7	2	4(32)	3(26)
Ba		567	267	1555	729	1819(26)	2232(23)
Sr		85	85	464	80	314(28)	285(24)
Y		76	139	48	42	50(21)	50(2)
Zr		261	155	191	635	285(21)	344(2)
Nb		39	72	17	24	25(21)	27(2)
Pb		37	38	14	21	17(21)	18(1)
Ta		2	21,6				
Th		25	54	6	12	6(21)	10(2)
U		3,2	—				
Ni		11	18	8	8	10(25)	20(15)
Co		2	2	31	2	19(25)	24(15)
V		13	19	139	14	60(24)	16(2)

П р и м е ч а н и е. Салминский массив: 1 — габбро-норит габбро-анортозитового комплекса; 2 — гранит-рапакиви (питерлит); 3 — топазсодержащий гранит. Валаамский силла: 4 — габбро-долерит; 5 — жильный гранит; 6 — пятнистые монзониты; 7 — метельчатые монзониты. Редкие элементы: в скобках количество анализов.

Характерной особенностью состава гранитов (табл. 20) является преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$  при высоком содержании  $SiO_2$  и пониженном содержании  $Al_2O_3$  и  $CaO$ . Они являются продуктом кристаллизации перегретого «сухого» флюидонасыщенного расплава, обладающего высокими энергетическими

свойствами. Плавление основных пород происходило при стабильности плагиоклаза. Проблемным остается высокое содержание кремнезема и щелочей. По всей вероятности, здесь главную роль играл восстановленный флюидный поток, несущий калий и производящий выщелачивание кремнезема из основных пород нижней коры. Реситы ультраосновного состава в нижней коре, видимо, ответственны за сложный характер зоны перехода кора—мантия и присутствие слоев  $M_1$  и  $M_2$ .

Специфический высококалийевый гранитный расплав, перегретый и флюидонасыщенный, отличается низкой вязкостью. Кроме других отличительных особенностей, этому способствует высокое содержание в расплаве щелочей, которое приводит к разрыхлению трехмерной алюмосиликатной сетки (Граменицкий и др., 2000). Ослабление связей между Si и  $O_2$  повышает электропроводность и снижает вязкость расплава. Для Салминского массива обосновано пятикратное внедрение гранитного расплава (Свириденко, 1968). Длительность внедрения и кристаллизации каждого из них, по оценке А. М. Ларина (2008), не превышала 1–2 млн лет. Нами сделан упор на оценку энергетической сущности гранитов рапакиви, так как они в отличие от сопоставимых жильных гранитов Валаамского силла, достаточно полно изучены.

Плавление корового материала в основании земной коры под воздействием основного расплава и мантийного флюида запускает механизм локального движения мантийного и корового вещества, движения потока флюидного расплава-раствора. Явления локального диапиризма — это главная причина широкого развития вулcano-плутонизма.

Развитие мантийного и мантийно-корового диапиризма в докембрии Карелии обосновывается нами палеовулканологическими методами (Светов, Свириденко, 2002). Понятию мантийного диапира в магматической геотектонике соответствует представление о центре эндогенной магматической активности (ЦЭМА) в региональной палеовулканологии. При этом ЦЭМА понимается как проекция на дневную поверхность очаговой системы мантийного питания. Перколяционный способ продвижения фронта флюидно-магматических систем способствует развитию ячеисто-сотовой суперструктуры общей системы очагового питания. При подъеме к поверхности Земли вязкость магмы увеличивается в результате снижения давления и температуры.

### 7.3. ЭНЕРГЕТИКА ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ КАМЕРНОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ ВАЛААМСКОГО СИЛЛА

Валаамский силл, площадью около 16000 км<sup>2</sup> и мощностью примерно 200 м, в вертикальном сечении может быть многоэтажной камерно-инъекционной интрузией. Заполнение камеры было не одноактным, и не из одного канала, скорее же всего — по системе выходов на одной трещине. О множестве питающих каналов свидетельствует нерегулярная и неустойчивая трахитоидность. На наш взгляд, Валаамский силл — это идеальный объект синергетических исследований, способный дать много нового в понимании и объяснении его скрытой истории. Прежде всего, с позиции синергетики силл представляет собой открытую неравновесную систему, где управляющие параметры независимо меняются во времени. Главной проблемой остается соотношение основного и кислого магматизма в пространстве и во времени.

Валаамский силл — классический природный объект, соответствующий изученному экспериментально горизонтальному слою жидкости, равномерно подогреваемому снизу и охлаждаемому сверху (Добрецов и др., 2001). Тепловая подпитка происходит за счет внедрения в систему корового гранитного сильно флюидизированного расплава. Высокая энергетическая активность как основного, так и кислого расплавов с высокой скоростью поднявшихся из промежуточного магматического очага нижней земной коры, не способствовала интенсивному повышению их вязкости. Но вследствие дегазации магмы при формировании силла в камерных условиях произошло понижение температуры, что исключало формирование расслоенности силла. Можно предположить лишь разный эффект выплавления гранитного расплава и образования жил, трубок и монзонитовых купольных структур. Получается, что формирование флюидно-магматической гранитной системы шло не только за счет трансмантийного потока (слишком кратковременен и малообъемен импульс базальтового магматизма), но и за счет обогащения летучими компонентами в зоне внедрения габбро-долеритов в салминские песчаники. Петрологически данная система проявила себя в заключительную стадию кристаллизации габбро-долеритов.

Если бы внедрение базитового расплава в магматическую камеру происходило при условии равенства температуры сверху и снизу, то создалась бы система, где перенос тепла осуществляется только за счет температурного градиента остывания. Для того чтобы состояние системы стало неустойчивым, температурный градиент должен превысить определенную величину. В условиях подогрева снизу и остывания сверху температурный градиент обеспечивает тепловое расширение расплава внизу, и он, как

более легкий, станет подниматься вверх, а более тяжелый будет сверху опускаться вниз. Этот процесс управляется вязкостью расплава. С разницей температур возникает не только плотностная инверсия, но линейно меняется и давление — от теплого края к холодному. Это уже неравновесная система. Затем происходит структурирование расплава в систему конвекционных ячеек с одинаковой ранговостью (ячейки Бенара).

С формированием конвективных термогравитационных ячеек увеличивается способность слоя пропускать через себя тепло. В центре ячейки сохраняется более высокая температура, а в нисходящих ветвях — пониженная. В определенный момент начинается контракционное сжатие, и две ветви нисходящих струй образуют трещины отрыва, формирующие столбчатую отдельность.

Изучение Валаамского силла вдоль Валаамско-Салминской островной гряды позволило выявить характер связи конвекции с уровнем глубинности и типом отдельности (табл. 5). В нижней части разреза силла, где широко развито магнетитовое габбро и пластовая блоковая отдельность, движение отсутствовало, либо было очень слабым, так как здесь иногда фиксируются изогнутые столбики гранофира, формировавшиеся до полного остывания габбро-долерита. Выше по разрезу обнаруживаются признаки двухмерной валиковой конвекции, с которой ассоциирует пологоволнистая отдельность. Развитие столбчато-призматической отдельности на глубине 80–150 м является одним из критериев трехмерной ячейистой конвекции в пределах силла. Кроме того, над горизонтальными течениями формируются площади «фонтанчиков». Здесь, видимо, скорость всплывания мелких капель или пузырьков флюида выше, чем скорость конвектирующего расплава.

Выше по разрезу на глубине 80–30 м широко развиты купольные структуры пятнистых монцонитов — следствие локального всплывания гранитного материала. Здесь набирает силу конвекция гранитного расплава. Начало ее фиксируется формированием гранофировых жил вдоль ослабленных зон контракционного сжатия в габбро-долеритах. Купольные структуры монцонитов — это центральные части ячеек Бенара, где происходит восходящий поток гранитного расплава, осуществляющий монцонитизацию — процесс, который можно классифицировать как проявление флюидно-магматического силикатно-расплавного диапиризма (рис. 48). Ему способствует высокая энергетическая активность флюидизированного гранитного расплава, в котором с падением температуры возрастает активность воды и ее окислительные свойства. Монцонитизация габбро-долеритов вызывает разуплотнение. В результате создается система «хаотического» размещения наддиапировых куполов. Формируется перколяционный кластер. Его следами и являются монцонитовые купола, скопления трубок, «фонтанчиков», жильных гранофировых тел. Скорее всего, была какая-то общая система адвекции в магматической камере, но ее трудно реконструировать ввиду очень фрагментарной обнаженности силла на небольших по площади островах в системе протяженной островной гряды.

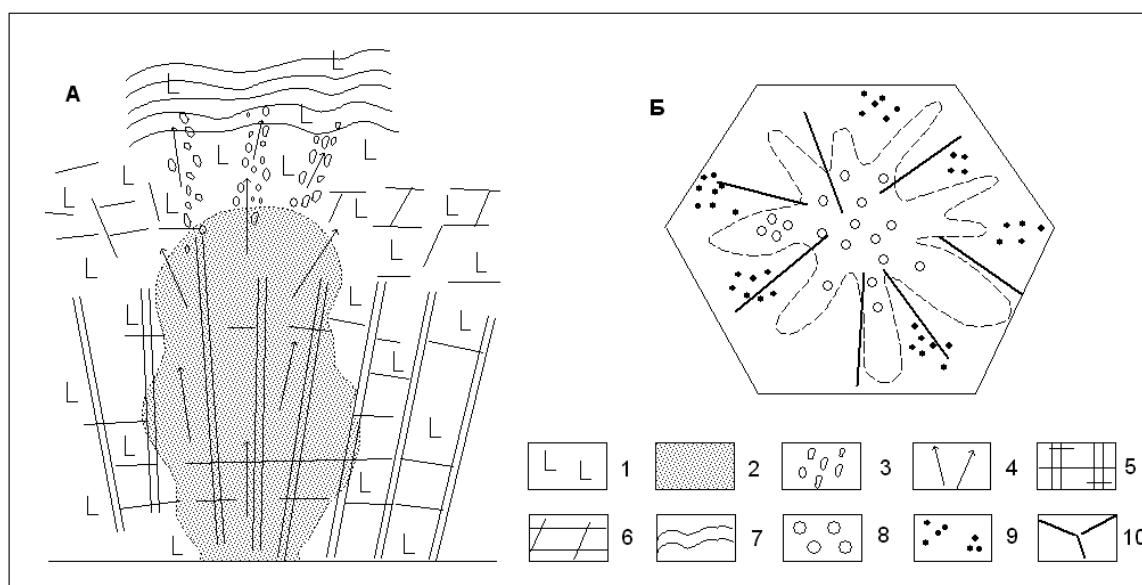


Рис. 48. Схема монцонитового диапира. А — в разрезе, Б — в плане

1 — габбро-долерит; 2 — монцонит; 3 — дегазация; 4 — направление дегазации; 5 — столбчато-призматическая отдельность; 6 — параллелепipedальная отдельность; 7 — полого-волнистая отдельность; 8 — столбики гранофира; 9 — поля «фонтанчиков»; 10 — радиальные жильные тела гранофира

Схема монцонитового диапира в плане (рис. 48 Б) — это модель самоорганизации конвективной ячейки. Здесь существует взаимодействие физических параметров — температуры, плотности, вязкости. При этом конвективный режим постепенно переходит в конвективно-упорядоченный. Наблюдается всплывание облегченных монцонитов. Гранитные расплавы формируют трубки. Более того, с монцонитами связаны площади «фонтанчиков» или газовых пузырьков, формирующихся над горизонтальными течениями. Видимо, скорости всплывания мелких капель, пузырьков флюида выше, чем скорость конвектирующего расплава. При больших массах монцонитов и сильном растекании расплава образуются мощные слои, как, например, в юго-восточной части о. Валаам, или единичные тонкие прослои (о. Хейнясенмаа, о. Мюкериккю). В любом случае монцонитовые слои и купола формируются лишь при существовании большого объема гранитного расплава в виде хотя и маломощных, но пластовых тел.

#### 7.4. ПРОБЛЕМА СМЕШЕНИЯ БАЗАЛЬТОВОЙ И ГРАНИТНОЙ МАГМ В ХОДЕ ФОРМИРОВАНИЯ СИЛЛА

Смешение магм в настоящее время считается закономерным свойством саморазвития магматических систем (Попов, 1984). Обычно в результате смешения основной и кислой магм образуются породы среднего состава. Примером такого типа пород являются позднеархейские андезиты зеленокаменных поясов Центральной Карелии (Зеленокаменные пояса..., 1988). Как показали геологические наблюдения в пределах Валаамско-Салминской островной гряды, смешение кислой и основной магм при формировании силла происходило в условиях горизонтального залегания гранитных тел среди габбро-долеритов, когда их мощность составляет не менее нескольких десятков сантиметров. Протяженные пластовые тела гранофира могли формироваться либо за счет перераспределения в составе основной магмы захваченных высокотемпературных гранитных масс, привнесенных с низов земной коры, либо за счет самостоятельного внедрения кислой магмы по зонам, соответствующим пластовой отдельности силла. Но скорее всего, имели место оба варианта, тем более, что внедрение гранитного расплава было неоднократным. Средний состав пород, образовавшийся в результате процессов смешения магм, соответствует кварцевому монцониту (табл. 20), хотя состав их весьма непостоянный и варьирует от монцонита до кварцевого сиенита (табл. 14).

Метельчатые структуры, которым свойственны длиннопризматические формы полевого шпата и пироксена, свидетельствующие о большой скорости кристаллизации — яркий петрографический признак смешения магм. Они обычно наблюдаются либо в центральной части купольных структур среди пятнистых монцонитов (рис. 13), либо в виде пластовых тел между гранофиром и монцонитизированным габбро-долеритом (восточная часть о. Валаам, Емельяновы острова). Иногда можно видеть, что длиннопризматический клинопироксен растет сквозь калишпат и плагиоклаз. Скелетоподобные удлиненные одновременно гаснущие зерна клинопироксена имеют ксеноморфные соотношения с калишпатом и плагиоклазом. Полевые шпаты являются преобладающими. Содержание клинопироксена обычно не более 10%. Наиболее типичной структурой метельчатых монцонитов является структура, где длиннопризматические кристаллы плагиоклаза погружены в кварц-калишпат-селадонитовую основную массу. Широко развит кварц-калишпатовый микропегматит. Он окаймляет плагиоклазовые зерна и производит их калишпатизации. Кварц вместе с селадонитом, а иногда и с карбонатом выполняет миндалины. Не вдаваясь в подробности характера структур, необходимо отметить, что смешение магм происходило в достаточно широком интервале температур при меняющейся активности кислорода, воды и углекислоты.

Признаком смешения является также ранее отмечавшееся присутствие в гранофировых жилах микроксенолитов габбро-долерита и отдельных пороодообразующих минералов, сопоставимых по составу с соответствующими минералами габбро-долерита и находящихся в реакционных соотношениях с гранофиром. В целом смешение мантийной базитовой и коровой кислой магм происходит в условиях саморазвивающихся неравновесных систем. В результате формируются структуры как формы адаптации к внешним условиям. Первые признаки смешения появляются в условиях солидуса базальтовой магмы и фиксируются повсеместно проявленной ассоциацией титаномagnetита с калинатриевым ортоклазом. Условие кристаллизации можно оценить как  $900\text{ }^{\circ}\text{C}$  при  $P_{O_2} = 10^{-8}$  атм., соответствующее температуре ликвидуса гранитного расплава (Свириденко, 1970).

С падением температуры в закристаллизовавшемся титаномagnetите основных пород наблюдается распад твердых растворов на ильменит и магнетит. При кристаллизации пироксена в его составе уменьшается количество кальция и вместо авгита кристаллизуется пижонит. В ассоциации с ними формируется мелкозернистый агрегат сфена. Уменьшается общее содержание пироксена. Последующее падение  $P_{O_2}$  и повышение  $P_{H_2O}$  вызывает амфиболитизацию пироксена и кристаллизацию высокоже-

лезистого биотита (табл. 10, 16). Повсеместно проявлены структуры замещения, где неровные «рваные» края удлинённых кристаллических зерен жедрита сопровождаются зернистым агрегатом сфена и реликтовыми зёрнами пироксена. Заметим, что интенсивность этих процессов в основных породах никак не зависит от содержания  $\text{SiO}_2$  и щелочей.

Как уже отмечалось, кислый расплав обладает свойством интенсивного межгранулярного просачивания. Обычно происходит калишпатизация крупных зерен плагиоклаза и образования вокруг них микропегматитовых кварц-калишпатовых кайм. С понижением температуры вместо калинатриевого полевого шпата вместе с кварцем кристаллизуются альбит и калишпат. Наблюдается крайнее непостоянство структуры гибридных пород.

В завершающую гидротермальную стадию повсеместно кристаллизуются селадонит, кварц и карбонат, которые либо образуют микропрожилки, либо выполняют миароловые пустоты, формирующиеся при дегазации гранитного расплава. Кроме того, селадонит развивается по микротрещиноватости в пироксене и плагиоклазе. В результате при смешении даже в пределах небольших участков (табл. 14) образуются породы очень переменчивого состава и структуры. Сильнее всего варьируют содержания  $\text{SiO}_2$  и щелочей.

Отмеченная выше сопоставимость состава жильных гранофиров Валаамского силла с гранитами рапакиви Салминского массива, содержащими более 6%  $\text{H}_2\text{O}$  и около 0,5%  $\text{CO}_2$  во флюидной фазе (Sviridenko, 1994), позволяет предполагать, что кислый расплав при формировании Валаамского силла также располагал соответствующим составом флюида, активность которого резко возрасла в малоглубинных условиях и способствовала смешению магм в пределах магматической камеры силла. Кроме того, гранитный расплав мог аккумулировать флюиды из базитовой магмы.

## 7.5. СИНЕРГЕТИЧЕСКИЙ ПОДХОД В РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМЫ БИМОДАЛЬНОСТИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ВАЛААМСКОГО СИЛЛА

Решающие аргументы в обосновании геотектонических построений и концепций даёт магматическая геотектоника. Палеовулканологическими исследованиями установлено (Светов, Свириденко, 2005), что геологические процессы в пределах Фенноскандинавского щита протекают в условиях волнового поля от раннего докембрия до современности.

Любой волновой процесс — это непрерывное превращение одних видов энергии в другие, и волновая геотектоника (синергетика) представляет собою учение о самоорганизации и саморазвитии геологической среды в условиях корпоративного взаимодействия всех ее элементов. Последовательность колебательных глыбово-волновых движений четко проявилась при формировании тектоно-магматического каркаса Фенноскандинавского щита. И краевая флексура Полканова, в зоне развития которой находится Валаамский силл, отражает историю волновых и глыбово-волновых движений южной краевой части Фенноскандинавского щита на границе с Русской плитой.

Изучение Валаамского силла с синергетических позиций позволило понять локальное проявление волнового поля при петрогенезисе бимодального мантийно-корового магматизма.

Валаамский силл, представляющий собой плоское интрузивное тело площадью 16 тыс. км<sup>2</sup> и мощностью 220 м, сформировавшийся при многократном внедрении базальтовой и гранитной магм (подогрев снизу) и формирующийся в малоглубинных условиях земной коры (охлаждение сверху). Он содержит ряд открытых неравновесных магматических систем. К настоящему времени на основе экспериментальных данных уже рассмотрена (Добрецов и др., 2001) модель ячеистой конвекции в горизонтальном слое жидкости, подогреваемой снизу и охлаждаемой сверху. Показано, что для возникновения неустойчивой системы температурный градиент должен превысить определенную величину. Этой величиной является критерий Рэлея  $Ra$

$$Ra = \frac{\beta g \Delta T l^3}{\alpha V} > Ra_{кр},$$

где  $\Delta T = T_1 - T_2$ ;  $l$  — толщина слоя;  $\beta$  — коэффициент объёмного теплового расширения;  $\alpha$  — коэффициент теплообмена;  $V$  — компонента вектора скорости.

При превышении критического значения  $Ra_{кр}$  наступает потеря устойчивости. Вместе с тем нельзя не отметить, что изучение тепловой и гидродинамической структуры в горизонтальном слое жидкости (не расплава) — это стационарные условия опыта. В действительности же в нестационарных (природных) условиях система свободно конвективных и развитых турбулентных течений отличалась от экспериментальных. Это обусловлено прежде всего тем, что экспериментально ограничены условия турбулентного режима тепловой конвекции, а также расчеты скорости и температуры. В частности, нет ясности в механизмах конвекции двухслойной жидкости, различающейся по вязкости и температуре.

Для широкого моделирования природных процессов данные, полученные из экспериментальных исследований, явно недостаточны. Не ясна роль гравитационного фактора в термохимических процессах и особенно в гидродинамике.

При кристаллизации габбро-долеритов в магматической камере Валаамского силла с преодолением температурного градиента  $Ra_{кр}$  магматическая система становится открытой и неравновесной. С разницей температур возникает плотностная инверсия и изменяется давление. Они линейно меняются от теплого нижнего края силла к холодному верхнему. Характер конвекции соотносится с уровнем глубинности и с типом отдельности, закономерно изменяясь от подножия силла к его кровле (табл. 5). Двухмерная валиковая конвекция устанавливается примерно на уровне глубинности 180–150 м, где развита пологоволнистая отдельность. Трехмерная ячеистая конвекция (ячейки Бенара) ассоциируется со столбчато-призматической отдельностью, которая, как известно, формируется только в активных средах градиентных температур. Она выявляется на глубине выше 150 м. Этому уровню соответствует позднематическая стадия кристаллизации габбро-долерита, и в конвекционное движение вовлекается кислый расплав. Создаются купольные типы течения. Конвективный тип течения сменяется на конвективно-упорядоченный.

Конвективное упорядоченное движение расплава обуславливает дальнейший порядок столь сложной самоорганизующейся системы. К сожалению, нами изучен лишь ближний порядок самоорганизации, поскольку площадь обнаженности на мелких островах невелика. Кроме того, этому препятствовала тектоническая блокировка Валаамско-Салминской островной гряды. Тем не менее адвективная форма всплывания гранитного материала и образование перколяционного кластера установлены на о. Хейнясенмаа – о. Кургри (рис. 13), о. Мюкериккю и о. Палинсаари.

В условиях купольного, вихревого движения происходила монцонитизация кристаллизующегося габбро-долерита и при большом объеме поступающего гранитного расплава – смешение магм. Процессы, происходящие в базитовой и гранитной магмах, при их смешении энергетически самостоятельны и независимы. Уменьшение количества темноцветных минералов и изменение их химического состава наблюдается на завершающей стадии кристаллизации габбро-долеритов в условиях диссипации энергии. Флюидизированный кислый расплав в противоположность базитовому энергетически активен, что позволяет ему просачиваться в межзерновом пространстве кристаллизующегося габбро-долерита. В этом и проявляется синергетика их взаимодействия при смешении.

В приповерхностной части силла (VI уровень глубинности) на отдельных участках можно встретить развитую турбулентную конвекцию. Для данного уровня глубинности характерны проявления дегазации и развития гидротермальных процессов.

В условиях открытых неравновесных систем Валаамского силла, как уже неоднократно отмечалось, формируется автоволновое поле. Но особую значимость приобретают единичные уединенные волны – солитоны. Они кратковременны и неустойчивы, хотя и упруги. Это самовозбуждающиеся волны концентраций, которые развиты по всей Валаамско-Салминской островной гряде и обеспечиваются многократным внедрением гранитного расплава. Примером может служить волновая модель формирования монцонитового купола, где гранитный расплав производит монцонитизацию. Здесь адвективное всплывание легкого гранитного расплава создает перколяционный кластер объемной метасоматической монцонитизации и смешения базальтовой и гранитной магм. Образуются скопления трубок «фонтанчиков» и жильных гранофировых тел (рис. 48). Видимо, «фонтанчики» – это сотни-тысячи пузырьков летучих компонентов, создающие надкупольную зону перколяции.

Обобщенная модель гранитного солитона представлена на рис. 49. Выделяются несколько стадий его образования и эволюции. Подобного рода солитоны могут формироваться лишь в зоне

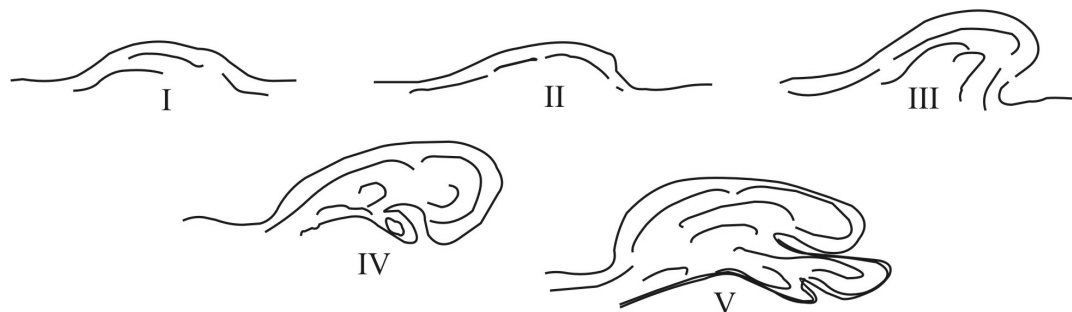


Рис. 49. Солитоновая модель флюидизированного гранитного расплава

I, II, III, IV, V – стадии развития солитона



питающего канала. Питающие каналы Валаамского силла не единичны и не одноактны (Светов, Свириденко, 1995). Первая стадия имеет гравитационную природу – всплытие легкой гранитной магмы. При достаточном количестве внедряющегося расплава и высоком температурном градиенте устанавливается направленное конвекционное перемещение с дрейфом ячеек (стадия II). На стадии III действуют самовозбуждающиеся волны концентрации, которые будут происходить лишь за счет значительной подпитки извне. IV стадия – начало энергетического взаимодействия основной и кислой магм, монзонитизации. Заключительная V стадия характеризует стадию смешения основной и кислой магм в завершающий диссипативный период развития солитона, происходящий в условиях самоорганизации.

В заключение нелишне подчеркнуть, что формирование Валаамского силла происходило в открытой неравновесной динамической системе за счет процессов самоорганизации. Управляющими параметрами являлись меняющиеся градиенты температуры и давления, а также энергетическая и вещественная подпитка за счет неоднократного внедрения флюидонасыщенного субщелочного высококаллезного гранитного расплава.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Валаамский силл — идеальный объект для синергетического изучения бимодального мантийно-корового магматизма, его одновременного и независимого существования в условиях открытых неравновесных систем и синергетического взаимодействия в конкретных геологических обстановках. В табл. 21 подытожены закономерности петрогенезиса силла, термодинамические условия и саморазвитие неравновесной системы.

Исходный высокотемпературный (более 1200°) магматический расплав, вязкость которого значительно ниже вязкости мантии, с большой скоростью мигрировал в промежуточный магматический очаг, расположенный в основании земной коры. Он сопровождается мантийным восстановленным флюидным потоком, производящим флюидизацию мантийного расплава и при совместном воздействии способствующим частичному плавлению земной коры. В результате образовался высококалиевый гранитный расплав, в значительной степени флюидизированный.

Кристаллизация базитового расплава начинается в магматической камере силла с некоторым фракционированием магнетита и, возможно, оливина, который изредка встречается в магнетитовом габбро. Вообще же, расслоенности силла не существует. В его донной части развита пластовая отдельность.

Кислый расплав мог частично захватываться базальтовым расплавом и поступать в магматическую камеру силла без смещения магм из-за большой разницы их температур. Кроме того, он с большой скоростью неоднократно поднимался вслед за базальтовым расплавом. В магматической камере Валаамского силла кислый расплав начал себя проявлять в позднемагматическую стадию кристаллизации габбро-долеритов при выравнивании их температур. При этом маломощные вертикальные гранофировые жилки определяют направления отдельности силла, горизонтальные же, мощностью в несколько десятков сантиметров — производят монцонитизацию габбро-долеритов. Реже наблюдается смешение магм.

Синергетическое взаимодействие основной и кислой магм происходит в широком интервале температур при высоком флюидном режиме и в условиях изменяющихся активностей кислорода и воды. Кислород, попадая в верхнюю часть земной коры, активизируется, как в основном, так и в кислом расплавах. Свидетельство тому — ассоциация ортоклаза и титаномагнетита в раннюю стадию монцонитизации. В процессе кристаллизации падает температура, уменьшается парциальное давление кислорода и увеличивается давление водяного пара.

Во всем интервале температур энергетически активный флюидизированный гранитный расплав стремится проникнуть между закристаллизовавшимися зернами породообразующих минералов в габбро-долерите, вынуждая базитовую магматическую систему приспособляться к новой ситуации. Уменьшается содержание авгита. Вместо него кристаллизуется пижонит, образуется мелкозернистый агрегат сфена и низкотитанистого магнетита. С понижением температуры (<750 °C) и повышением активности воды вместо пироксена начинает кристаллизоваться жедрит и биотит, происходит смешение основной и кислой магм. Состав монцонитов (табл. 14, 20) остается непостоянным. Наиболее переменчивы концентрации  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ . Это результат синергетического взаимодействия двух магматических систем (основного и кислого состава) как проявление стремления адаптации к меняющимся внешним условиям. Для позднемагматической стадии характерно развитие купольных структур монцонитов и проявление столбчато-призматической отдельности.

Т а б л и ц а 21. Петрогенетические серии

Температура интервалы	Стадии петрогенезиса	Кристаллизация и процессы смешения	Петрогенезис	Тектонические события
-20°—(+20°)С	VI гипергенная	каолинизация, лимонитизация, аргилитизация, селадонит	почвообразование, скорлуповатая отдельность, физическое и химическое выветривание	<ul style="list-style-type: none"> <li>• активизация движений</li> <li>• рифейско-мезозойские разломы</li> <li>• морозобойная трещиноватость</li> <li>• зияющие трещины</li> <li>• милонитизация</li> <li>• наложенная трещиноватость</li> </ul>
100°—120°С	V гидротермальная в — низкотемпературная	гематитизация, карбонатизация (агат-халцедон)	агат-халцедоновые гидротер. жилы, карбонатизация, кварц-гематитовые гидротер. жилы	<ul style="list-style-type: none"> <li>• разломная блокировка</li> <li>• сдвиговая тектоника</li> </ul>
	б — среднетемпературная	окварцевание	кварц-гематитовые гидротер. жилы	
	а — высокотемпературная	селадонит	кварцевые и кварц-карбонатные жилы	
300 °С 600 °С	IV б — аутометасоматическая	апатит Mgt <sub>2</sub> +сфен биотитизация амфиболизация	трубки гранофилов, жилы гранофилов	<ul style="list-style-type: none"> <li>• милонитизация</li> <li>• наложенная трещиноватость</li> </ul>
	а — постмагматическая	Ав+Кшп+Кв+ilm	габбро-монциты, пневматолит	контракционная отдельность
750 °С	III позднематическая	монцитизация Pl-Fsp+mgt апатит	смешение магм кислой и базальтовой	плитчатая, блоковая, столбчато-призматическая контракционная отдельность
1000°—900°С	II среднематическая	Px-Pl+mgt апатит	крупнозернистое пойкилитовое габбро	
1150 °С	I раннематическая	Ol-Px+Pl+Mgt	Ol, Mgt Фракционирование, пойкилитовое габбро, офитовое габбро, поступление кислого расплава	в донной части пластовая отдельность
1150°—1180°С	магматический расплав	флюидизация	флюидизация	

до 1200°—1400 °С

Постмагматическая IV стадия (750—300°) — время активного действия кислого расплава в условиях пониженной температуры и повышенной  $a_{H_2O}$  во флюиде. Кристаллизующийся из него гранит имеет альбит-калишпат-кварцевый состав. По контактам наблюдается монцитизация габбро-долерита. Образуется флюидонасыщенные трубки гранофилов. Начинает формироваться наложенная трещиноватость, к которой иногда приурочены поздние жилы гранофира.

Гидротермальная V стадия свидетельствует о полном перерождении магматических систем и их дегазации. Высокотемпературная, среднетемпературная и низкотемпературная гидротермальные стадии отражают последовательность гидротермальных процессов (селадонитизация, окварцевание, карбонатизация, гематитизация). Гидротермальные, так же как и гидротермально-метасоматические процессы, формирующие отдельные гидротермальные жилы, могут рассматриваться как точки самоорганизации и самопостройки неравновесной системы, поскольку здесь возникают резкие концентрации элементов системы. Это модель Тьюринга.

Валаамский силл служит ярким примером проявления на Фенноскандинавском щите не только физического, но и химического выветривания с развитием каолинизации, лимонитизации, аргилитизации, селадонитизации. Здесь, в краевой части Фенноскандинавского щита в зоне флексуры Полканова, широко проявлена активизация древних тектонических движений и активная современная трещиноватость, милонитизация, сдвиговая тектоника. Анализ их и позволил нам обосновать необходимость организации специальных геологических, геолого-геофизических и геофизических исследований в Юго-Западной Карелии на системе геодинамических полигонов.

Петрогенетический анализ открытой неравновесной саморазвивающейся системы бимодального мантийно-корового магматизма Валаамского силла, сопоставимого с бимодальным габбро-анортозит-рапакивигранитным магматизмом, позволяет по-новому, с синергетических позиций подойти к рассмотрению такого уникального объекта магматической геологии, каким является рапакивигранитный магматизм.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абрамова С. А., Давыдова Н. Н. Стратиграфия донных отложений Ладожского озера по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов // Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М.: Наука, 1966.
- Амантов А. В., Спиридонов Т. А. Геология Ладожского озера // Сов. Геология. 1989. № 4. С. 83–86.
- Анортозит-рапакивигранитная формация / Д. А. Великославинский, А. П. Биркис, О. А. Богатилов. Л., 1978. 294 с.
- Арсланов Х. А., Гей Н. А., Давыдова Н. Н. и др. Новые данные о позднеплейстоценовой и голоценовой истории Ладожского озера // Известия РГО. 1996. Т. 128, вып. 2. С. 12–21.
- Баканова И. Л., Буслович А. Л. Балтийско-Ладожская область // Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада Европейской части СССР. Л., 1969. С. 31–34.
- Баканова И. П., Котлукова И. В., Малаховский Д. Б. Геоморфология. Принципы районирования // Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада Европейской части СССР. Л.: Наука, 1969. С. 25–28.
- Беккер Ю. Р. Молассы докембрия. Л., 1988. 288 с.
- Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959. 308 с.
- Богданов Ю. Б. и др. О новом типе разреза нижнего рифея на Балтийском щите // ДАН РАН. 1999. Т. 366, № 1. С. 76–79.
- Богданов Ю. Б., Савватенков В. В., Иваников В. В., Франк-Каменецкий Д. А. Изотопный возраст вулканитов Салминской свиты рифея // Изотопная геохронология и решение проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., 2003. С. 71–72.
- Величко А. А. Проблемы реконструкции позднеплейстоценовых оледенений и ледниковых покровов на территории СССР // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1979. № 6. С. 12–26.
- Вревский А. Б., Матреничев В. А. Геохронологическое и изотопно-геохимическое обоснование энсиалической природы Сортавальской серии. Фенноскандинавский щит // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минералогия Северо-Запада России. Петрозаводск, 2007. С. 79–82.
- Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита / А. А. Предковский, В. А. Мележик, В. В. Болотов и др. Л.: Наука, 1987. 185 с.
- Вярюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., 1959. 295 с.
- Гарбар Д. И., Головизнин С. А., Трофимов О. В. Геодинамика зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты // Советская геология. 1992. № 7. С. 42–50.
- Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье) / Н. Г. Судовиков, В. А. Глебовицкий, А. С. Сергеев и др. Л.: Наука, 1970. 227 с.
- Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. 231 с.
- Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. Геоморфологический этап в развитии Земли // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1964. № 6. С. 3–12.
- Голубев А. И., Светов А. П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, 1983. 192 с.
- Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Попов М. Г. и др. Прогнозы алмазности Карельского региона Фенноскандинавского щита // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минералогия Северо-Запада России. Петрозаводск, 2007. С. 110–119.
- Граменицкий Е. Н., Котельников А. П., Батанова А. М. и др. Экспериментальная и техническая петрология. М.: Научный мир, 2000. 415 с.
- Григорьева Л. В., Шинкарев Н. Ф. Условия образования купольных структур в Приладожье // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 3. С. 41–51.
- Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, 2001. 405 с.
- Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967. 267 с.
- Евзеров В. Я. Состав морен Скандинавских ледниковых покровов (источники первичного материала и механизм образования) // Кора выветривания и гипергенные полезные ископаемые восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1983. С. 84–103.

- Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы. М.; Л., 1988. 212 с.
- Земная кора и верхняя мантия (Сборник статей) / Под ред. П. Харта. Пер. с англ. Под ред. Е. В. Артюшкова и др. М.: Мир, 1972. 640 с.
- Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978. 231 с.
- Знаменская О. М. и др. Сравнительный анализ палеогеографических условий развития южных и западных берегов Ладожского озера // История озер. Тр. Всесоюз. симпозиума. Т. 2. Вильнюс, 1970. С. 319–332.
- Елина Г. А., Лукашов А. Д., Юрковская Т. К. Позднеледниковые и голоцен Восточной Фенноскандии // Палеораствительность и палеогеография. Петрозаводск, 2000. 238 с.
- Ершов Э. Д., Лисицына О. М. Докайнозойская криолитозона Земли // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1993. № 2. С. 8–16.
- Иностранцев А. А. Петрографический очерк о-ва Валаам // Труды I съезда русских естествоиспытателей. Отдел минералогии и геологии. 1868. № 8. 52 с.
- Кайряк А. И., Хазов Р. А. Йотнийские образования Северо-Восточного Приладожья // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр. 1967. Вып. 2, № 12. С. 62–72.
- Калинкин М. М., Арзамасцев А. А., Поляков И. В. Кимберлиты и родственные им породы Кольского региона // Петрология. 1993. Т. 1, № 2. С. 205–214.
- Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., 1975. 278 с.
- Квасов Д. Д., Баканова И. П., Давыдова Н. Н. Основные вопросы позднеледниковой истории восточной Балтики // Baltica, 4. Вильнюс, 1970. С. 65–92.
- Келлер Б. М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М., 1968. 101 с.
- Кириченко Л. А. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. Л.: Недра, 1970. 111 с.
- Клевцова А. А. Основные черты истории развития Русской платформы в венде // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1968. № 8. С. 3–11.
- Кононова В. А., Носова А. А., Первов В. А., Кондрашов И. А. Вариации составов кимберлитов Восточно-Европейской платформы как отражение сублитосферных геодинамических процессов // ДАН. 2006. Т. 409, № 5. С. 662–667.
- Кононова В. А., Свешникова Е. В. О связи щелочного магматизма с историей развития центральной структуры ковдозерского типа (Кольский полуостров) // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 269–277.
- Костюченко С. Л. Структура и тектоническая модель земной коры Мезенской синеклизы по результатам комплексного геолого-геофизического изучения // Геология и охрана недр. 1995. № 5. С. 2–7.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1963, вып. 16. 210 с.
- Куторга С. С. Геолог — путеводитель по финляндским берегам и островам Ладожского озера и Финского залива. СПб., 1851.
- Кухаренко А. А., Орлова М. Г., Булах А. Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Недра, 1965. 772 с.
- Кучко А. А., Белоусова Н. А., Кравченко А. В. и др. Экосистемы Валаама и их охрана. Петрозаводск, 1989. 199 с.
- Ладожское озеро (развитие рельефа и условия формирования Четвертичного покрова котловины). Петрозаводск, 1978. 208 с.
- Лапин А. В. Закономерности формирования щелочных дайковых комплексов в связи с проблемой генезиса карбонатитов (на примере Ковдорского массива) // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 277–283.
- Ларин А. М. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: геологическое положение, возраст, источники. Автореф. докт. дис. М., 2008. 47 с.
- Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Физические свойства магматических расплавов. М.: Наука, 1979. 200 с.
- Лебедев П. И. Петрографические исследования на острове Валаам // Известия Санкт-Петербургского института. 1913. Т. XIX. С. 601–642.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрографический очерк Олонецкой диабазовой формации // Избранные труды. М., 1952. Т. 3. 442 с.
- Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.
- Летников Ф. А., Балышев С. О., Лашкевич В. В. Гранито-гнейсовые купола как пример самоорганизующихся систем в литосфере // ДАН. 2000. Т. 370, № 1. С. 67–70.
- Летников Ф. А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Вестник ОГГГН РАН. 1999. № 4(10). Тр. семинара Отделения «Проблемы глобальной геодинамики и металлогении».
- Летников Ф. А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43, № 4. С. 291–307.
- Летников Ф. А. Флюидный механизм деструкции континентальной земной коры и формирование осадочных нефтегазоносных бассейнов // ДАН. 2005. Т. 401, № 2. С. 1–3.
- Лукашов А. Д. Неотектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.
- Магматические горные породы. М.: Наука, 1985. Т. 3. 458 с.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 232 с.
- Махнач А. С., Веретенников Н. В. и др. Рифей и венд Белоруссии. Минск, 1976. 360 с.
- Мещеряков Ю. А. Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М.: Изд. АН СССР, 1961. 88 с.
- Миклухо-Маклай М. Н. Геологический очерк Олонецкого уезда и островов Ладожского озера, расположенных вокруг Валаама // Материалы для геологии России. СПб., 1897. Т. XVIII. С. 171–264.
- Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.

- Морозов Ю. А., Гафт Д. Е. О природе гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья // Структура и петрология докембрийских комплексов. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. С. 3–120.
- Науменко М. А. Новое определение морфометрических характеристик Ладожского озера // ДАН РАН. 1995. Т. 345, № 4. С. 514–517.
- Невесский Е. Н., Медведев Е. С. Осадконакопление в Кандалякшском заливе в поздне-последлединиковое время // Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря. М., 1972. С. 54–75.
- Негруга Т. Ф., Негруга В. З. Литологический метод изучения протерозойских терригенных образований Карелии и его значение для структурного картирования // Проблемы изучения геологии докембрия. Л., 1967. С. 176–181.
- Никонов А. А. Коры выветривания Фенноскандии, их возраст и палеогеографическое значение // Бюл. Моск. об-ва исп. прир. 1968. Т. LXXIII, вып. 5. С. 108–118.
- Никонов А. А. Новейшая и молодая тектоническая активизация юго-восточной периферии Фенноскандинавского кратона – новая ступень познания // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. М.: ГЕОС, 2006. Т. II. С. 74–77.
- Носова А. А. Петрология позднедокембрийского и палеозойского внутриплитного базитового вулканизма Восточно-Европейской платформы // Автореф. дис. ...докт. г.-м. н. М., 2007. 47 с.
- Носова А. А., Веретенников Н. В., Кузьменкова О. Ф. Вендские траппы запада Восточно-Европейского кратона (Волынская провинция): геохимические, минералогические, изотопные (Sr, Nd) данные и вопросы петрогенезиса // Происхождение магматических пород. Материалы X петрографического совещания. Апатиты, 2005. С. 163–165.
- Озерецковский Н. Я. Путешествие по озерам: Ладожскому и Онежскому // Первое научное описание о. Валаам. СПб., 1792. С. 61–81.
- Персиков Э. С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 160 с.
- Полканов А. А. Геология хогландия – ютния Балтийского щита (стратиграфия, тектоника, кинематика и магматизм) // Тр. ЛАГЕД АН СССР. Л., 1956. Вып. 6. 122 с.
- Попов В. С. Смещение магм – важный петрогенетический процесс. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. 1984. Вып. 2. С. 229–240.
- Предовский А. А. К вопросу о взаимоотношениях ладожской формации и глыб древнейших гранито-гнейсов в Северном Приладожье // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966. С. 231–235.
- Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий (на примере Северного Приладожья). Л., 1967. 139 с.
- Пузыревский П. Геогностический очерк лаврентьевской системы Выборгской губернии. СПб., 1866.
- Пузыревский П. Об исследованиях, произведенных летом 1867 г. в западной части Олонецкой губернии // Тр. 1-го съезда русск. естеств. Вып. СПб. Проток. 4-го засед. отд. минер. и геол. 1868.
- Раевская М. Б., Горьковец В. Я. Реконструкция позднеархейских центров ультраосновного вулканизма // Палеовулканология, вулканогенно-осадочный литогенез, гидротермальный метаморфизм и рудообразование докембрия. Петрозаводск, 2001. С. 40.
- Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 710 с.
- Русская платформа / Ред. В. Д. Наливкин, К. Э. Якобсон. Л.: Недра, 1985. 356 с.
- Рыбалко А. Е., Спиридонов М. А., Спиридонова Е. А., Москаленко П. Е. Четвертичные отложения Онежского залива и основные черты его палеогеографии в плейстоцене-голоцене // Комплексные морские геолого-геофизические исследования внутренних морей гляциальных шельфов. Л., 1987. С. 38–52.
- Рябчиков И. Д. Флюидный режим мантийных плюмов // Геохимия. 2003. № 9. С. 923–927.
- Саблуков С. М. К вопросу о фазах формирования и возрасте трубок взрыва Онежского полуострова // ДАН СССР. 1984. Т. 277, № 1. С. 168–170.
- Савченко Н. А., Бернадская Л. Г., Бутурлинов Н. В. и др. Палеовулканология Украины. Киев, 1984. 252 с.
- Светов А. П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии Л.: Наука, 1972. 118 с.
- Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм восточной части Балтийского щита // Методы палеовулканологических реконструкций. Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1975. С. 77–79.
- Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., 1979. 208 с.
- Светов А. П. Платформенный вулканизм Карелии (палеовулканологические реконструкции, петрохимия, геодинамика). Автореф. дис. ...докт. геол.-минер. наук. М., 1984. 32 с.
- Светов А. П. Ареалы и центры активного докембрийского вулканоплутонизма Фенноскандии (палеогеодинамические реконструкции) // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Петрозаводск, 1999. С. 131–132.
- Светов А. П. Платобазальтовый вулканоплутонизм докембрия Фенноскандинавского щита // Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург, 2003. С. 808–812.
- Светов А. П., Свириденко Л. П. Докембрийский магматизм Карелии как индикатор тектонических режимов // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1993. С. 37–55.
- Светов А. П., Свириденко Л. П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, 1991. 200 с.
- Светов А. П., Свириденко Л. П. Стратиграфия докембрия Карелии // Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск, 1992. 151 с.
- Светов А. П., Свириденко Л. П. Рифейский вулканоплутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 1995. 211 с.
- Светов А. П., Свириденко Л. П. Центры эндогенной магматической активности докембрия Карелии как надочаговые зоны мантийного диапиризма // Мантийные плюмы и металлогения. Петрозаводск; М., 2002. С. 200–203.

- Светов А. П., Свириденко Л. П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск, 2005. 357 с.
- Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И. Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск, 1990. 320 с.
- Светов А. П., Свириденко Л. П., Шаров Н. В. Диапиризм и проблемы алмазоносности докембрия Карелии // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. Материалы совещания. М., 2005. С. 181–184.
- Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви. Петрозаводск, 1968. 115 с.
- Свириденко Л. П. К проблеме генезиса рапакиви и других калиевых гранитов. Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л.: Наука, 1970. С. 152–156.
- Свириденко Л. П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л., 1980. 216 с.
- Свириденко Л. П. Ультраметаморфизм и гранитообразование протерозойских надочаговых зон южной окраины Фенноскандинавского щита // Мантийные плюмы и металлогения. Петрозаводск; М., 2002. С. 204–206.
- Свириденко Л. П., Кевлич В. И., Кукушкина П. И., Ковалевский В. В. Смешаннослойный селадонит-сметит в рифейских изверженных породах Северного Приладожья // Записки ВМО. 1995. № 3. С. 42–48.
- Севергин В. М. Обзорение Российской Финляндии или минералогические и другие примечания, учиненные во время путешествия по оной в 1804 году. СПб., 1805.
- Сейсмологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион / Колл. авторов под ред. Ф. П. Митрофанова, Н. В. Шарова. Апатиты, 1998. Ч. I – 237 с., Ч. II – 205 с.
- Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М.: Изд. АН СССР, 1958. 106 с.
- Синица С. М. Купола Северного Приладожья и взаимоотношение их гранито-гнейсовых ядер со слоистыми обломочками // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 15–23.
- Синицын А. В., Ермолаева А. А., Станковский А. Ф. О мезозойской тектонической и магматической активизации северной части Русской плиты // ДАН СССР. 1986. Т. 287, № 6. С. 39–52.
- Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. М.: Наука, 1973. 33 с.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В. и др. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, 1970. 365 с.
- Станковский А. Ф., Веричев Е. М., Гриб В. П. и др. Новый тип магматизма в венде севера Русской платформы // ДАН СССР. 1979. Т. 247, № 6. С. 1456–1460.
- Строение литосферы Российской части Баренц-региона. Петрозаводск, 2005. 317 с.
- Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации // Тр. ЛАГЕДАН СССР. 1954. Вып. 4. 199 с.
- Тугаринов А. И., Бибилова Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 131 с.
- Франк-Каменецкий Д. А. Петрология рифейских базитов Приладожья // Автореф. дис. канд. ...геол.-минер. наук. СПб., 1998. 16 с.
- Харитонов Л. Я. Стратиграфия и тектоника карелид Восточной части Балтийского щита // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада. М., 1966. Вып. 8. 360 с.
- Хитаров Н. И., Слущкий А. Б., Пугин В. А. и др. Высокоглиноземистый базальт, механизм его плавления и кристаллизации на больших и малых глубинах // Геохимия. 1971. № 9. С. 1027–1040.
- Ходаков В. Г. Построение модели Европейского покровного ледника, основанной на актуалистическом подходе // Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. М., Ин-т геогр. АН СССР к IX конгрессу INQUA, 1973.
- Черноморский М. А. Особенности строения и эволюции куполовидных структур Северного Приладожья // ДАН СССР. 1980. Т. 255, № 1. С. 158–161.
- Чувардинский В. Г. Проблема возраста и геодинамическое значение приповерхностных разломов Карело-Кольского региона // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Петрозаводск, 2007. С. 422–425.
- Шульдинер В. И., Козырева И. В., Балтыбаев Ш. К. Возрастное и формационное расчленение раннедокембрийских образований Северо-Западного Приладожья. Стратиграфия. Геол. корреляция РАН. 1996. Т. 4, № 3. С. 11–23.
- Шумский П. А. Динамическая гляциология. М., 1968. 172 с.
- Шуркин К. А. Геологический очерк Питкярантского поля керамических пегматитов (Северное Приладожье) // М.; Л.: Изд. АН СССР, 1958. 89 с.
- Эволюция докембрийского магматизма (на примере Карелии) / Л. П. Свириденко, А. П. Светов и др. Л., 1985. 250 с.
- Экман И. М. Кора выветривания и их локализация // Ладожское озеро. Петрозаводск, 1978. С. 118–158.
- Юдахин Ф. Н. Геодинамические процессы в земной коре и сейсмичность континентальной части Европейского Севера // Литосфера. 2002. № 2. С. 3–23.
- Юдахин Ф. Н., Шукин Ю. К., Макаров В. И. и др. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы // Изд. УрО РАН, 2003. 299 с.
- Ailio J. Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglaziale Zeit // Fennia. 1915, 38. N 3. 157 p.
- Amantov A. V., Spiridonov M. A., Moskalenko P. E. Geology of pre-Quaternary formations along the margin of the Baltic Shield as an indicator of the evolution of the Gulf of Finland up to the most recent stage // Geological Survey of Finland, Special Paper, 6, 1988. P. 87–93.



- Andrén T., Wannäs K. Late Quaternary development of the Bornholm Gat // Geological Survey of Finland, Special Paper, 6. 1988. P. 23–29.
- Chrustschoff K. Über das Gestein der Insel Valamo im Ladogases // Geol. Fören Förhandl. 1891, 149, Bd. 13.
- Emelyanov E. M., Kharin G. S. Geological map of eastern and southeastern Baltic Sea // Geological Survey of Finland, Special Paper, 6. 1988. P. 59–67.
- Emslie R. F., Stirling A. R. Rapakivi and related granitoids of the Nain plutonic suite: geochemistry, mineral assemblages and fluid equilibria. The Canadian Mineralogist. 1993. V. 31. P. 821–847.
- Eronen, Matti. A scrutiny of the late Quaternary History of the Baltic Sea // The Baltic sea Geological Survey of Finland, Special Paper 6. Espoo, 1988. P. 11–18.
- Eskola P. On the petrology of eastern Fennoscandia // The internal development of basic in the Karelian formations. Fennia, 45. N 19. 1925. P. 1–93.
- Eskola P. The problem of mantled gneiss domes // Quart. Journ. Geol. Soc. 1949. Vol. 104. N 461. P. 461–476.
- Fairbridge R. W., Finkl C. W. Cratonic erosional unconformities and peneplains // Journal of Geology. 1980. V. 88. P. 69–86.
- Flodén T. R., Jacobson M., Kumpas G., Wadsten P., Wannäs K. Geophysical investigation of western Bothnian Bay // TFF. 1979. V. 101. P. 321–327.
- Fogelberg P. A field symposium on preglacial weathering and planation held in Finland, May 1985. Fennia 163: 2. P. 283–286.
- Frost C. D., Frost B. R. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection // Geology. 1997. V. 25, N 7. P. 647–650.
- Frosterus B. Bergbyggnaden i Sydöstra. Finland. 1902. Bull. Comm. Geol. Finl. n. 13.
- Haapala I. Metallogeny of the rapakivi granites // Mineralogy and Petrology. 1995. V. 54. P. 149–160.
- Haapala I., Rämö T. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites of Finland // Geol. Soc. Amer. Spec. Paptr. 246. 1990. P. 275–286.
- Hackman V. Suomen geologinen. Yleiskartta Lehti D2 Savonlinnu-Helsinki, 1933.
- Kakkuri J. Postglacial deformation of the Fennoscandian Crust // Geophysica. 1997. V. 33, N 1. P. 99–110.
- Klingspor I. Radiometric age-determination of basalts, dolerites and related syenite in Södra, southern Sweden // GFF. 1976. N 98. P. 195–216.
- Kutorga S. Geognostische Beobachtung im südlichen Finland verh. d.R.K. Miner. Ges. Jahr. 1850–1851.
- Laitakari I., Rämö T., Suominen V. et al. Subjotnian: Rapakivi granites and related rocks in the surroundings of the Gulf of Finland // Geological Survey of Finland, 1996. Special Paper, 21. P. 59–97.
- Larin A., Amelin Yu., Neumark L., Krymsky R. et al. The origin of Salmi and Uljalegi anorthosite – rapakivi granite massifs: constraints from precise U-Pb geochronology and Rb-Sr-Nd isotopic data // 7<sup>th</sup> International Symposium on rapakivi granites. Helsinki, 1996. Abstract volume. 47 p.
- Lidmar-Bergström K. Regional analysis of erosion surfaces in southern Sweden. Fennia, 1985. 163:2. P. 341–346.
- Lundqvist J. Deep-weathering in Sweden // Geographical Society of Finland. Helsinki, 1985. Fennia. 163:2. P. 287–292.
- Luoma-Aho S. Landforms and morphostructure in Koillismaa, Finland. Fennia, 1982 160:1. P. 1–41.
- Maaloe S. Melt dynamics of a layered mantle plume source // Contrib Mineral Petrol. 1998. V. 133. P. 83–95.
- Miškovský K. The Baltic Shield relief and its development // Geographical Society of Finland. 1985. Fennia 163:2. P. 353–358.
- Nordenskiöld N. Bidrag till närmare kännedom om Finlands mineralier och geognosy. Stockholm, 1820. Sm. 86–91.
- Ramsay W. Geologins grunder. Helsingfors, 1909.
- Rämö O. T. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // Geological Survey of Finland. 1991. Bull. 355. 161 p.
- Rämö O. T., Mänttari I., Vaasjoki M. et al. Age and significance of mesoproterozoic CFB magmatism, lake Ladoga region NW Russia. Boston, 2001. ISA Annual meeting and exposition. Abstracts with programs. Vol. 33, N 6.
- Rämö O. T., Mänttari I., Vaasjoki M. et al. Age and significance of Mesoproterozoic CFB magmatism, Lake Ladoga region NW Russia // Geological Society of America. 2001. Abstracts with programs 33(b), A-139.
- Saarnisto M. The Late Weichselian and Flandrian history of the Saimaa lake complex // Comment. Phys.-math. Soc. Scient. Fennia, 37. Helsinki, 1970. 108 p.
- Sederholm J. J. Om indelning af de prekambiska formationerna i Sverige och Finland och om nomenklaturen för dessa äldsta bildningar // G.F.F. 1897 19. 20.
- Sederholm J. J. Om de jotniska och de S.K. Subjotniska bergarerna // G.F.F. 1927. 49. 397 p.
- Sederholm J. J. Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärungsweise des Grundgebirges // B.G.F. 1899. 6.
- Sivhed U. A pre-Quaternary, post-Paleozoic erosional channel deformed by strike-slip faulting, Scania, southern Sweden // GFF. 1991. Vol. 113. Parts 2, 3. P. 139–143.
- Sviridenko L. P. The evolution of the fluid phase during the crystallization of granite types: Salmi pluton, Karelia, Russia // Mineralogy and petrology. 1994. V. 50. P. 59–67.
- Thorslund P., Axberg S. Geology of the Southern-Bothnian Sea // Bull. Geol. Inst., Univ. Uppsala, 1979. New Ser. 8. 65 p.
- Trüstedt O. Die Erzlagertstätten von Pitkäranta am Ladoga-See // Bull. Geol. Finl. 1907. N 9.
- Winterhalter B. On the geology of the Bothnian Sea, an epeiric sea that has undergone Pleistocene glaciation // Geological Survey of Finland, bulletin 258. 1972. 66 p.
- Winterhalter B., Flodén T., Ignatius H. et al. Geology of the Baltic Sea // Elsevier Oceanography Series. 1981. 30. P. 1–121.

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

*Л. П. Свириденко, А. П. Светов*

ВАЛААМСКИЙ СИЛЛ ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ  
И ГЕОДИНАМИКА КОТЛОВИНЫ  
ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

*Печатается по решению  
Ученого совета  
Института геологии КарНЦ РАН*

*На обложке: В геологическом маршруте Л. П. Свириденко, А. П. Светов. Валаам, 1996 г.*

Редактор М. А. Радостина  
Оригинал-макет Г. А. Тимонен

Сдано в печать 06.11.08 г. Формат 60х84<sup>1/8</sup>. Гарнитура Newton. Печать офсетная.  
Уч.-изд. л. 14,04. Усл. печ. л. 14,88. Тираж 300 экз. Изд. № 108.  
Заказ № 758

Карельский научный центр РАН  
Редакционно-издательский отдел  
185003, Петрозаводск, пр. А. Невского, 50